

Санкт-Петербургский государственный университет

МАНЬКОВА Оксана Николаевна

Выпускная квалификационная работа

**Особенности снегонакопления на архипелаге Шпицберген на примере
метеостанции Пирамида**

Направление 05.03.02 «География»

Основная образовательная программа СВ.5019.2016

Профиль «Физическая и эволюционная география»

Руководитель: к.г.н., доцент

Каф. Океанологии

Иванов Б.В.

Рецензент:

Веркулич С. Р.

Санкт-Петербург 2021

Содержание

Введение	3
Глава 1. Физико-географическое описание района исследований.....	5
1.1. Геология.....	5
1.2. Рельеф.....	7
1.3. Криогенные формы рельефа.....	9
1.4. Почвы.....	12
1.5. Гидрологический режим.....	15
1.6. Режим погоды и климата.....	16
Глава 2. Используемые данные и методы обработки.....	22
Глава 3. Снежный покров, его свойства и влияние на ландшафт.....	26
3.1. Свойства снега.....	27
3.2 Особенности залегания снежного покрова в зависимости от ландшафта.....	37
3.2. Влияние снежного покрова на ландшафт.....	38
Глава 4. Основные результаты исследования.....	43
4.1. Соотношение снегонакопления на различных элементах ландшафта, представленных сушей и морским льдом.....	43
4.2. Сравнение характера осадконакопления на разных высотах.....	49
Заключение.....	54
Приложение 1.....	56
Список литературы.....	77

Введение

Целью работы является исследование особенностей снегонакопления на архипелаге Шпицберген.

Для достижения поставленной цели решаются следующие задачи:

1. Обзор отечественной и зарубежной научной литературы по проблеме;
2. Обобщение и анализ имеющихся данных;
3. Первичный статистический анализ имеющихся данных, получение оригинальных регрессионных уравнений, описывающих зависимость толщины снежного покрова на припаях от толщины снежного покрова на метеостанции «Пирамида»;
4. Статистический анализ данных, полученных на метеостанции «Пирамида» и метеостанции «ГСВ» для выявления закономерностей изменения толщины снежного покрова от высоты местности

В качестве объекта исследований выбран район метеостанции «Пирамида», расположенной в одноименном российском шахтерском поселке на берегу залива Билле-фьорд, морской лед (припай) и лавиносбор на склоне южной экспозиции горы «Пирамида» на высоте 400 м (метеостанция «ГСВ»). Архипелаг Шпицберген является уникальным районом в Западной Арктике для изучения современного состояния и эволюции природной среды в условиях современных изменений климата. Это связано с его уникальным географическим положением: в районе архипелага наблюдается интенсивное взаимодействие теплых и насыщенных влагой воздушных масс атлантического происхождения с холодными арктическими воздушными массами и снежно-ледниковой поверхностью суши. Западные районы архипелага испытывают сильное влияние теплых вод атлантического происхождения (АВ), а именно Западно-Шпицбергенского течения (ЗШТ), тогда как центральные и восточные районы находятся под воздействием процессов, протекающих в Арктическом регионе и

Баренцевом море. Это вынос многолетних льдов и холодных распресненных вод Восточно-Шпицбергенским течением (ВШТ). Атмосфера, гидросфера и криосфера архипелага первыми реагируют на изменения в теплосодержании АВ и являются своеобразными индикаторами последующих глобальных климатических изменений (Иванов и др., 2012). Именно уникальностью местоположения архипелага объясняется наш выбор объекта исследования. Расчёт эволюции толщины снежного покрова является весьма актуальной задачей, поскольку это необходимо для прогноза развития паводковой обстановки, оценки лавинной опасности, оценки состояния снежного покрова как возможного дорожного полотна пути.

В нашем исследовании были использованы данные Государственного фонда ААНИИ и данные метеорологических наблюдений, выполненных в рамках исследования лавинной опасности на территории рудников Баренцбург и Пирамида зимой 1967-1968гг.

В выпускной квалификационной работе (ВКР) применяются такие общеизвестные методы исследования, как описание, сравнение, анализ, синтез, индукция, дедукция, аналогия и некоторые другие.

Эмпирическую базу исследования составили данные регулярных и специальных гидрометеорологических наблюдений, выполненных на российских и норвежских метеорологических станциях, и результаты анализа этих данных.

В ходе подготовки ВКР было использовано лицензионное программное обеспечение: MicrosoftOffice2016 (Word, Excel, PowerPoint)

ВКР включает в себя, введение, 4 главы, в которых решаются поставленные исследовательские задачи, заключение, список литературы и приложение.

Глава 1. Физико-географическое описание района исследований

Между $76^{\circ}26'$ и $80^{\circ}50'$ северной широты и 10° и 32° восточной долготы расположен в Северном ледовитом океане один из крупнейших полярных архипелагов – архипелаг Шпицберген. Его общая площадь - 64 тыс. км². От крайней северной точки архипелага (о. Росса) до северного полюса расстояние – 1020 км. В архипелаг входят острова общей площадью около 64 тыс. км². Остров Западный Шпицберген (37000 км²) и остров Северо-Восточная Земля – самые крупные из островов архипелага, который омывается Баренцевым, Норвежским и Гренландским морями.

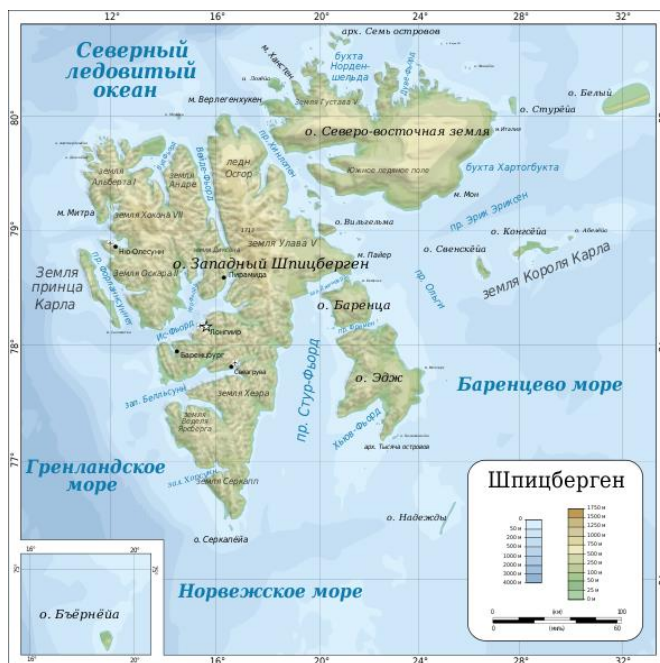


Рис. 1. Географическое положение архипелага Шпицберген (URL: <http://www.aari.ru>)

1.1. Геология

Шпицберген – крайний северо-западный выступ материковых структур Евразии. Шпицберген отличается разнообразием и широким возрастным диапазоном геологических формаций. Метаморфизованные вулканогенноосадочные и интрузивные комплексы докембрия и нижнего

палеозоя, мезозоя и палеогена, которые содержат позднемезозойскую трапповую формацию и полифациальные образования четвертичного возраста, участвуют в геологическом строении архипелага и прилегающего шельфа.

Шпицберген разделяется на три структурно-формационных комплекса, которые характерны для молодых подвижных платформ и эпиплатформенных орогенных областей. Нижний комплекс – это складчатый фундамент платформы, который полностью сформировался в результате каледонского тектогенеза. Промежуточный комплекс сложился мощным орогенным комплексом наложенных впадин девонского возраста. А гетерогенный осадочный комплекс молодой платформы, разрез которого венчается комплексом четвертичных осадков, представляет верхний комплекс.

Фундамент Шпицбергенского архипелага состоит из трёх главных литотектонических блока: юго-западное побережье, северо-западный район Шпицбергена и северо-восток архипелага. Тип разрезов, интенсивность, характер процессов магматизма и метаморфизма, стиль структурных дислокаций и геохронологические характеристики различны в этих трёх блоках.

Интенсивные разнонаправленные глыбовые движения, которые омолодили крупные разломы и были заложены на геосинклинальном этапе развития произошли в девоне в процессе последующего постгеосинклинального орогенного периода (Комплексная..., 2015). Вместе с этим произошло формирование наложенных грабенообразных впадин, которые тоже унаследовали простирающие каледонских структур. На о. Западный Шпицберген севернее Ис-фиорда между зонами разломов Билле-фиорда и Бок-фиорда находится самый крупный девонский грабен.

Каледонская складчатость и этап девонского орогенеза сопровождались продолжительным и относительно спокойным тектоническим периодом. После них в процессе окончательного формирования уже современного строения архипелага явились интенсивные дифференцированные движения (имеют своё

начало в среднем палеогене вместе с раскрытием Норвежско-Гренландского бассейна и Евразийского суббассейна и продолжение в течении всего позднекайнозойского этапа). Эти движения привели к оживлению разломов древнего заложения и формированию новых ослабленных зон. Там, где эти движения проявились наиболее интенсивно, сформировался орогенный пояс, который распространяется вдоль западного побережья о. Западный Шпицберген, а также системы глубоко врезаемых в сушу фиордов субширотного простирания.

Современный структурный план Шпицбергена с отчётливым блоковым строением, а также чётким выражением линейности основных структур и системами узких фиордов – это результат всей истории его тектонического развития.

Архипелаг занимает активную сейсмическую зону, где порой землетрясения силой 4 – 5 магнитуд по шкале Рихтера (допускается до 6 – 7 магнитуд) (Комплексная..., 2015).

1.2. Рельеф

У архипелага горный рельеф с самой высокой точкой горой Ньютон (1717м) на острове Западный Шпицберген. Берега изрезаны фьордами. Их длина в несколько раз превосходит ширину. Ис-фьорд, Стус-фьорд, Белльсунд, Конгс-фьорд, Ван-Майен – самые крупные фьорды архипелага. Вершины архипелага покрыты снегом, прибрежные равнины тянутся на десятки км и часто чередуются с обширными горными плато.

Остров Западный Шпицберген имеет средние абсолютные высоты от 700 до 1200м. К западу остров сложен протерозойско-палеозойскими породами. В восточной части залегают породы мезозоя и кайнозоя. К западной части острова приурочен сильно расчленённый рельеф, а рельеф восточной части приобретает платообразный характер. Послеледниковое неравномерное поднятие и

оледенение являются главными условиями, которые определили современный характер Западного Шпицбергена. Результатом поднятия стала ориентировка элементов денудационно-тектонического рельефа в трёх направлениях, которые были унаследованы от блоково-разломного строения территории, а также наличия вдоль побережья лестницы морских террас. Абсолютной высоты 120-130 м над уровнем моря достигают террасы, которые содержат фауну морских моллюсков. Фьорды, трог, кары, цирки и моренный рельеф являются следами оледенений. Поймой, террасами, конусами выноса и дельтами представлен в крупных долинах флювиальный рельеф. Поверхности склонов, морских террас, днищ долин осложняет криогенный рельеф (пинго, ледники) (Комплексная..., 2015).

Узкие гребни хребтов, которые разделены глубокими продольными и поперечными долинами, остроконечные вершины характерны для северо-запада острова. Ледники сходят во многие долины. Большинство из них начинается на ледниковых плато Исаксена и Хольте Даля. Широкая равнина Рейнсдюрфлуа со своими болотами и маленькими озёрами расположена на севере острова. Половина всех «тысячников» архипелага, с наиболее известными тремя вершинами (Трекрунер-Свеа (1225 м), Нора и Дана) расположены в северо-западной части острова. Также в этой части горы, имеющие форму пирамид со срезанными вершинами, сложены из чётко выраженных горизонтальных пластов жёлтого известняка и красного песчаника.

Два обширных ледниковых плато находятся в северо-восточной части острова Западный Шпицберген. Плато Осгорд лежит в северных районах (для них характерен столовый рельеф с высотами 200-300 м). Плато Ломоносова расположено в типично горных южных районах. Гора Ньютон – наивысшая точка архипелага (1717 м) и Перрьер – вторая по высоте гора (1710 м) возвышаются между плато Осгорд и Ломоносова в группе гор Хидениуса.

Обширное высокогорное плато составляет рельеф центральной части о. Западный Шпицберген. Это плато состоит из ряда массивов, рассечённых речными долинами, а над ними возвышаются отдельные вершины, среди которых одиннадцать «тысячников». Крупных ледников здесь нет и многие из них заканчивают своё существование вдали от моря. Отдельные долины центральной части о. Западный Шпицберген протянулись на десятки километров.

Горная область, сильно расчленённая, с нагромождением остроконечных вершин, кряжей, глубоких долин и языками ледников между многими из них – характерный рельеф южной части о. Западный Шпицберген. Здесь находится Хорнсунтинн высотой 1431 м. Это одна из наиболее известных на Шпицбергене гор. Она имеет характерную остроконечную вершину, изрезанную глубокими расщелинами. (Печуров, 1983)

1.3. Криогенные формы рельефа

Пинго (округлые холмы высотой до 50м, сложенные рыхлыми грунтами с ледяным ядром внутри) образуются, когда подземные воды, которые находятся в толще промёрзших грунтов под напором, через разрывы и трещины прорываются к поверхности и на небольшой глубине замерзают. По этой причине происходит «вспучивание» вышележащего слоя грунта. Пинго на Шпицбергене расположены в основном в крупных долинах в центральной части о. Западный Шпицберген (Адвентдален, Рейндален, Хьёлльстрёмдален). Их насчитывается около 80. В местах отсутствия ледников очень распространены полигональные грунты. Это полосы выпучивания (полигоны) на поверхности почвы, на песках или гравии. Они имеют вид более-менее непрерывных рядов колец, которые образованы из обломочного материала или заполненных льдом трещин. У этих

колец неправильная округлая форма, иногда форма правильных шестиугольников.

Разрушение горных пород в суровом климате Шпицбергена происходит также при морозном выклинивании воды в трещинах породы. Обломки образуют осыпи на склонах гор, при смыкании которых возникают шлейфы осыпей. На плоских вершинах или плоских поверхностях возникают каменные моря. Остроугольные глыбы – продукту разрушения твёрдых пород, а более мягкие сланцы разрушаются до мелких минеральных частиц. Каменные глетчеры, которые широко распространены на Шпицбергене, состоят из льда и обломков пород, которые движутся вниз по склону из-за силы тяжести и вследствие чередования процессов замерзания и оттаивания (Комплексная..., 2015).

Наиболее характерная черта рельефа Шпицбергена – ледники (свыше 35000 км²). Всего их около 2128, 1029 из которых имеют площадь более 1 км². В ледниках Шпицбергена общий запас воды около 7,5 тыс. км³. Весь архипелаг покрыт на 60% льдом. При относительно слабом развитии оледенения в его центральной части (это наиболее характерно для о. Западный Шпицберген) основная масса ледников приурочена к периферии архипелага. Это ледники покровные, горно-покровные и горно-долинные. Ледник Ломоносова является самым крупным ледником о. Западный Шпицберген.

Необычным для Арктики разнообразием форм отличается оледенение Шпицбергена. Они образуют разобщённые очаги или узлы, располагаясь на островах архипелага крайне неравномерно.

Табл. 1 Размеры оледенения на островах Шпицбергена (Корякин, 1988)

Остров	Площадь острова, км ²	Покрыто ледниками		% всей площади ледников
		км ²	%	
Западный Шпицберген	39044	21240	54,4	60,5
Северо- Восточная Земля	14530	11135	76,6	31,8
Эдж	5030	1880	37,4	5,4
Баренца	1330	490	36,8	1,4
Земля принца Карла	640	109	17,0	0,3
Белый	265	235	95,5	0,6
Стурё	35	17	49,0	0,0
Всего	60874	35106	58,0	100,0

К отрицательным (крупные межгорные долины) и к положительным (небольшие участки плато) формам коренного рельефа приурочены полупокровные ледники. Выходя к морю, большинство их образуют высокий отвесный фронт различной протяжённости до 30км и высотой от 10 до 50 м (Корякин, 1988). Острова Западный Шпицберген и частично Землю принца Карла занимает основная масса горных ледников архипелага. Они редки на других островах. К отрицательным формам коренного рельефа (боковые долины-притоки и кары) приурочено большинство горных ледников. Движение льда направлено в них по уклону ложа – в одну сторону. Есть преобладающие типы: сложно-долинные, долинные, карово-долинные, каровые. Невелики размеры

горных ледников – их площадь не более 10 км², расположены на низкой высоте – от 500 до 1000м.

В зависимости от типа ледников разнится их мощность. Максимальные значения ледовых массивов полупокровного типа – 400-580 м. От 500 до 300 м меняется средняя мощность горно-долинных ледников. С 1870 по 1900 гг. наблюдалось наступление ледников. А с тех пор и по настоящее время происходит дегляциация ледниковых массивов. Большая часть прогляционной зоны за последние 115 лет освободилась от ледового покрова. Настоящее оледенение не является реликтом плейстоценового (Корякин, 1988).

Преимущественно горно-покровными ледниками занята приморская часть главного острова архипелага. Это позволяет области полупокровного оледенения разделить на три района (южный, северо-западный и северо-восточный), которые отделены друг от друга. В северо-восточном районе полупокровные ледники приурочены к положительным формам коренного подстилающего рельефа, а в южном и северо-западном – к отрицательным.

Оледенения острова Западный Шпицберген имеет следующие закономерности: основная масса ледников Западного Шпицбергена приурочена к его периферии; в центре Западного Шпицбергена преобладают северо-восточная и северо-западная ориентировки горных ледников (это обусловлено направлением господствующего влаготтока). Твёрдые осадки аккумулируются на подветренных склонах гор в истоках горных ледников, что отличает их от полупокровных ледников (Корякин, 1988).

1.4. Почвы

К основным факторам почвообразования архипелага Шпицберген относят следующие: начало процесса почвообразования и гумификации после отступления ледника, накопление в флювиальных долинах, характеризующихся

геологический динамичностью, морских отложений, эрозия и выветривание почвообразующей породы, а также перераспределение материала в верхних горизонтах почвы.

На архипелаге фрагментарно встречаются участки усеянные валунами и гравием со слабо выраженными глеевыми почвами. Они распространены среди обнажённых выходов коренных пород и голых каменно-щебёночных россыпей. Сплошной почвенный покров на Шпицбергене отсутствуют.

Характерными чертами почв Шпицбергена являются маломощность и молодость. Почвенный покров имеет упрощённую структуру. Почвообразование происходит очень медленно. Не смотря на увеличение интенсивности механического разрушения горных пород, низкие температуры обуславливают замедленность геохимических процессов. Медленное разложение минералов является препятствием для обогащения почв неорганическими веществами. Низкие температуры вместе со слабо развитым растительным покровом являются причинами очень медленного разложения органических остатков. Недавнее отступление ледника и отсутствие необходимого количества времени для накопления значительного количества органических элементов обусловили низкое содержание азота и углерода. Величина pH колеблется от 5.0 до 8.4. В составе почвообразующей породы присутствуют карбонаты – этим и объясняется щелочность.

Только во время короткого полярного лета почвенный покров на Шпицбергене находится в незамёрзшем состоянии. А вечный холод прячется под тонким слоем оттаявшего грунта даже в разгар лета. Шпицберген расположен в зоне вечной мерзлоты. В горных районах слой многолетнемёрзлых грунтов достигает трёхсот метров, а на низменных участках – 150м. Только под мощными ледниками и фьордами нет постоянно промёрзшего грунта. Всего на несколько десятков сантиметров оттаивает грунт к концу лета и только при благоприятных условиях (незадернованные щебёночно-песчаные грунты) на 1 – 2 м.

Существенное влияние на почвенный покров архипелага оказывает вечная мерзлота. Вопреки небольшому количеству осадков, которые выпадают на Шпицбергене, их большая часть из-за незначительного испарения по причине низких температур и постоянно мёрзлых водонепроницаемых подстилающих грунтов сохраняется на поверхности, что вызывает чрезмерное переувлажнение почвы, а местами, на ровных пониженных пространствах, её заболачивание. На архипелаге часто наблюдается пучение покрова почвы. Это происходит в результате процессов в верхних слоях вечномерзлых грунтов. Камни и другие различные предметы, которые оказались в слоях промёрзшего грунта, со временем выталкиваются на поверхность, «вымораживаются». Таким образом сокращаются и без того ограниченные площади, имеющие небольшой почвенный покров.

Нередко встречаются на Шпицбергене полигональные почвы. Под влиянием морозов растрескивается почва на открытых повышенных участках где снежный покров сносится ветрами. Снег, который навевается в трещины, часто сохраняется там в продолжении всего года. Обширные участки начинают напоминать мостовую, так как почвенный покров постепенно трескается на правильные многоугольники (полигоны) (Печуров, 1983).

Юго-западное побережье о. Западный Шпицберген характеризуется развитием более сомкнутого мохово-кустарничкового растительного покрова (под ним формируются хорошо развитые арктические серогумусовые почвы) и относительно мягким и влажным климатом. Всё это происходит благодаря влиянию тёплых и влажных воздушных потоков из Атлантики, а также тёплого Атлантического течения. Относительно высокое для таких широт содержание гумуса — одна из самых характерных особенностей этих почв. Часто с заторможенностью процессов трансформации растительных осадков из-за низких температур и короткого периода с положительными температурами связывают высокое содержание в арктических почвах органического вещества.

Но по неопубликованным данным полевые эксперименты показали, что в районе посёлка Баренцбург достаточно высокой, соизмеримой с лесными почвами Кольского полуострова является скорость разложения растительных остатков в серогумусовых почвах (Комплексные..., 2018)

1.5. Гидрологический режим

На архипелаге Шпицберген большинство рек снегового и ледникового питания и берёт начало у края ледников. Поэтому для рек Шпицбергена характерны большие суточные и сезонные колебания стока. Большое количество взвешенного вещества реки обычно приносят в заливы (фьорды) в период многоводья (в конце весны и начале лета), когда происходит интенсивное таяние снежного покрова. В середине лета и осенью реки превращаются в небольшие ручьи или совсем пересыхают, а зимой, как правило, промерзают до дна.

Очень холодная в реках вода, всего на несколько градусов выше нуля поднимается её температура в разгар лета. На Шпицбергене русла большинства рек проходят по бывшим ледниковым лолам. Дно рек обычно устлано галечником, а некоторые реки промыли глубокие ущелья и каньоны. Водопады достигают иногда значительной высоты, пороги на реках довольно часты. Чётко обрисованные обширные дельты образуют так называемые каменные реки – сухие русла, которые усыпаны камнями (они оседают вместе с взвешенным грунтом и галькой на выходе в море). На острове Западный Шпицберген, а именно на Земле Норденшельда – обширном горном плато между Ис-фиордом и Ван-Мейен-фиордом – речная сеть более развита, так как в этих местах протекают крупные реки архипелага: Рейндален (протяжённость 48 км), Сассендален (40 км) и Адвентдален (35 км).

На архипелаге Шпицберген озёра имеют ледниковые или сбросовые происхождения. Попадаются семьи озёр, которые связаны между собой

протоками, а также этими протоками соединены с морем. Лагунных озёр вдоль морских побережий тоже немало. В конце весны – начале лета после таяния снегов скованные вечной мерзлотой замкнутые впадины превращаются в бесчисленные озёра, вода в которых держится на протяжении всего лета (Печуров, 1983).

Из этого следует, что тающие ледники, во-первых, сами по себе – крупные источники поступления во фьорды талых вод с высоки содержанием взвесей, а, во-вторых, дают начало многочисленным рекам и ручейкам, которые выносят взвешенные частицы в прибрежные воды (Павлов, 2011)

1.6. Режим погоды и климата

Климатические особенности архипелага Шпицберген обусловлены следующими параметрами:

- смена полярных дня и ночи;
- ледовая и снежная поверхности имеют высокое значение альбедо;
- степень облачности максимальна в светлое время года, а максимум её наблюдается в тёмное;
- затруднённый вертикальный воздухообмен вследствие преобладания инверсионной стратификация атмосферы;
- тепляющее воздействие океана.

Архипелаг Шпицберген находится под влиянием зоны выноса льдов из центральной части Арктического бассейна (АБ) и на пути распространения теплых вод Западно-Шпицбергенского течения (ЗШТ). Здесь наблюдается устойчивый западный перенос воздушных масс вдоль Исландско-Карской ложбины пониженного давления.

Это район переноса воздуха вдоль Исландско-Карской ложбины пониженного давления. До 50 % приходной части теплового баланса вод АБ, которые поступают за счет адвекции тепла из умеренных широт, обеспечивают воды ЗШТ.

Климат архипелага Шпицберген в основном морской, арктический, смягчённый теплыми водами атлантического происхождения. Существенные климатические отличия отмечаются между отдельными районами архипелага. Относительно мягкий и влажный климат присущ западному побережью. Особенности континентального климата характерны для центральных районов архипелага. На юго-востоке наблюдаются сравнительно холодные и влажные климатические условия и типично арктический климат – на северо-востоке архипелага (тут располагается «полюс холода»). Температура в этом районе в разгар лета редко превышает 0°C, а зимой временами опускается ниже -40°C. В целом сравнительно низкие температуры воздуха характерны для архипелага Шпицберген. Март - наиболее холодный месяц, а июль – самый тёплый. Однако и зимой могут наблюдаться периодические оттепели благодаря особенностям атмосферной циркуляции (вторжению теплых циклонов) (Мерещаков, 2017)

Для архипелага характерны частые колебания температуры, влажности воздуха, атмосферного давления и силы ветра в течение суток – это позволяет сделать вывод о том, что погода на Шпицбергене не устойчива. На побережье средняя температура воздуха составляет от +4,4 °C в июле и до -10...-14 °C в январе. Зимние температуры на Шпицбергене в среднем на 20 градусов выше, чем в аналогичных широтных зонах по причине влияния ЗШТ. Минимальная зафиксированная температура -46,3 °C (март 1986 г.), максимальная - +24,5 °C (июль 1978 г.). Четыре месяца полярной ночи – это продолжительность зимы на Шпицбергене. 21 апреля начинается полярный день, заканчивается 21 августа, и после короткой осени 28 октября солнце совсем скрывается за горизонт и появляется только 20 февраля.

Близость архипелага Шпицберген к зоне пониженного давления – Исландскому минимуму очень сильно влияет на сезонные колебания температур. А от него в сторону протянулись Восточно-Гренландская и Исландско-Карская ложбины низкого давления, в результате чего в течение всех сезонов года погода определяется влиянием циклонов и антициклонов с частыми перепадами давления. Наиболее активно циклоны воздействуют на регион в зимнее время. Нередко вторжениями холодного воздуха, который приносят антициклоны из области высокого давления (Гренландский максимум) и частично из центральной части АБ, прерываются переносы тёплых воздушных масс. Также холодный антициклон, который формируется над восточной Сибирью, оказывает большое влияние на погоду в регионе. Сибирский антициклон создает сильные потоки воздуха с юга над арктическими морями, охватывая Россию и часть Европы. В результате этого можно наблюдать адвекцию относительно теплого воздуха в район архипелага Шпицберген. Зимой это отражается сильными снегопадами или оттепелями. В декабре температура в среднем держится в пределах значения -15°C , но во второй половине зимы часто наблюдаются затяжные похолодания, при которых температура снижается до $-25\ldots-30^{\circ}\text{C}$. Все это в сочетании с сильными ветрами, выпадением большого количества сухого, жесткого снега создает постоянные метели. Зима на архипелаге фактически продолжается и в начале весны: сильные ветры, температура до -13°C . В апреле, с наступлением полярного дня, начинается потепление. Воздух в это время прогревается до -10°C . К маю средние температуры начинают достигать отметки 0°C , возможно появление тумана. Температура от 5°C до 8°C колеблется летом. Обычное явление в июне, июле и августе – туманы. Осенний период характеризуется плавным падением температур. В сентябре она в среднем $0-1^{\circ}\text{C}$, в октябре снижается до -10°C , а к ноябрю может достигать -18°C и ниже (Мерещаков, 2017).

В различных частях архипелага не одинаково количество выпадающих осадков. Оно возрастает по направлению к западному побережью Шпицбергена, а к югу, юго-востоку и особенно к северо-востоку уменьшается. Только на самом восточном побережье снова несколько увеличивается. Около 400 мм осадков в год выпадает на западном побережье. Южные и юго-западные ветры приносят максимальное количество осадков. В горах выпадает в 2,5-3 раза больше осадков, чем в низменностях и на побережьях. Это существенно влияет на интенсивность накопления ледниковой массы. Определённая масса вместе со снегом и дождём оседает на Шпицбергене в виде росы, инея, изморози и наледи. Их количество (в пересчёте на воду) составляет в среднем 150 мм/год. Невелико содержание влаги в воздухе в абсолютном выражении. Но из-за постоянно низких температур здесь в течение всего года повсеместно наблюдается высокая относительная влажность (>80%). На Шпицбергене в течение года преобладает облачная погода. Наибольшая облачность приходится на лето, особенно на август, иногда наблюдаются грозы. В зависимости от района архипелага также варьируется среднегодовое количество облачности. Например, в Баренцбурге за год в среднем 212 пасмурных дня и 23 ясных. Облачность в среднем за год составляет здесь 7-8 баллов.

Режим ветра архипелага зависит от холодного тропосферного циркуляционного вихря. Шпицберген располагается на пути встречи холодного полярного воздуха с мягким и влажным морским воздухом с юга. В районе пос. Баренцбург средняя многолетняя скорость ветра составляет 3.1 м/с. В первой половине зимы ветры достигают наибольшей силы, но максимальный порыв ветра был отмечен в марте 1979 г. – 44 м/с (Мерещаков, 2017). Периодические штили характерны для региона с января по февраль. Летом повторяемость северо-западных, северных и южных ветров приблизительно одинаковая, ветры юго-восточного направления преобладают зимой (рис. 2).

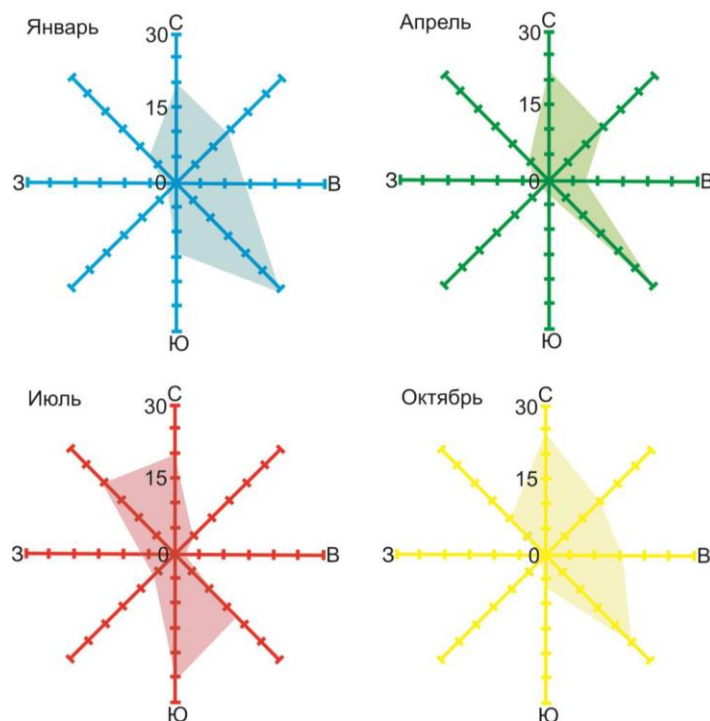


Рис. 2 Сезонные преобладания ветров по данным ЗГМО «Баренцбург»
(Мерещаков, 2017)

Направление ветров кроме этого может определяться рельефом местности. Обычно смену погоды (северные и восточные ветры приносят ясную погоду, южные – осадки) вызывает смена направления ветра. В прибрежных зонах происходит неравномерное нагревание и охлаждение суши и моря. Это является причиной муссонного ветрового цикла в регионе. Большие колебания в погодных условиях вызваны большой разницей температур между арктическими воздушными массами и воздушными массами атлантического происхождения (особенно это ярко выражено зимой). В летнее время преобладает ветер с моря на сушу, зимой – с суши на море. На архипелаге зимой 17 % всего времени дует сильный ветер, в то время как летом – лишь 1% (см. рис. 3).

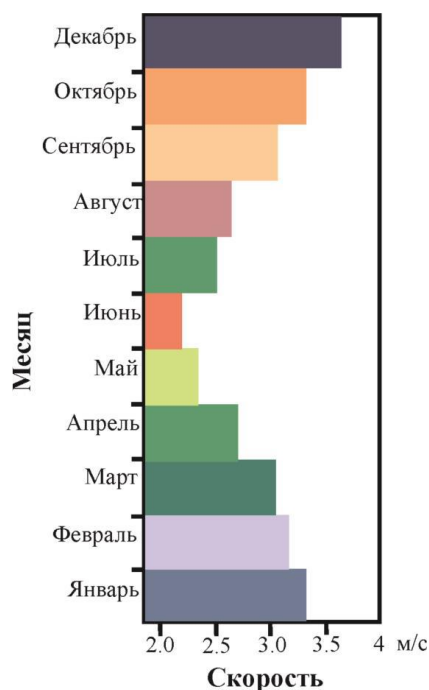


Рис. 3 Среднемесячная скорость ветров по данным ЗГМО «Баренцбург»
(Мерещаков, 2017)

Вертикальный градиент осадков на Шпицбергене в среднем за год равен примерно 10% на 100м в центре архипелага и от 15 до 20% на 100 м в прибрежных районах. Определенными орографическими эффектами можно объяснить различия между береговыми и внутренними районами, а также между вертикальным распределением осадков. На архипелаге положение многолетних мёрзлых пород контролирует преобладающее распределение осадков. Основную роль в холодном климате играет снежный покров, который влияет на температуру и влажность грунтов (Мерещаков, 2017).

Глава 2. Используемые данные и методы обработки

В настоящей работе были использованы данные Госфонда ААНИИ - таблицы метеорологических наблюдений ТМ-1 (стандартные метеонаблюдения, включая толщины снега на метеостанции и снегомерные съемки на полигоне 1948-1957гг.), ледовых наблюдений ТМ-3 (ледовые, включая толщины снега на припае 1948-1957 гг.), а также данные метеорологических наблюдений, выполненных в рамках исследования лавинной опасности на территории рудников Баренцбург и Пирамида зимой 1967-1968гг. В этот период были проведены специальные подготовительные работы, заключавшиеся в организации временного метеорологического пункта и специальной опытной площадки в области одного из лавиносборов в районе верхнего здания рудника (метеостанция «ГСВ»). Также были установлены снегомерные рейки и возобновлены наблюдения на законсервированной основной метеорологической площадке станции «Пирамида».

Метеорологическая площадка станции «Пирамида» расположена в одноимённом посёлке у триангуляционного пункта на высоте 12,6м над уровнем моря. С 17 ноября 1967 г. по 14 мая 1968 г. там были организованы четырёхсрочные наблюдения (1 раз в 6 часов по Московскому времени) над срочной, максимальной и минимальной температурой воздуха, направлением и скоростью ветра, атмосферным давлением, осадками, толщиной снежного покрова и атмосферными явлениями. Ввиду очевидных отличий метеоусловий в долине (станция «Пирамида») и на склоне горы Пирамида, был организован временный метеопост «ГСВ» на высоте 400 м над уровнем моря в лавиносборе на южном склоне указанной горы, где также проводились наблюдения за температурой воздуха, направлением и скоростью ветра, осадками и толщиной снежного покрова.

Во всех пунктах наблюдений использовались одинаковые стандартные средства измерений: ртутные термометры, флюгеры с ветровой

доской, осадкомеры ОС-1 с ветрозащитой Третьякова, снегомерные рейки, ртутные барометры СРА-1 и барометры-анероиды.

Микроклиматический (как и климатический) режим принято традиционно представлять в виде средних по времени величин метеорологических параметров, добавляя к ним статистические характеристики (оценки) их временной и пространственной изменчивости (Дроздов и др., 1989). Применение статистических методов основано на критическом анализе временных рядов данных (выбраковка заведомо ложных величин) и дальнейшей обработке материалов наблюдений для выявления и количественной оценки корреляционных связей. Полученные статистические зависимости в дальнейшем используются для выявления характерных особенностей микроклимата исследуемой территории.

В нашей работе был выполнен анализ данных о толщине снежного покрова в трех разных ландшафтных местоположениях: на припае, в долине, на склоне горы и направлении ветра. На рисунке 4 указано расположение российского шахтерского поселка Пирамида (залив Билле-фьорд, бухта Миммер).



Рис. 4 Карта залива Ис-фьорд (отмечен поселок Пирамида)

(URL: <http://www.aari.ru>)

На рисунке 5 можно видеть фотографию здания законсервированной в 1958 г. метеорологической станции в поселке Пирамида и приблизительное место собственно метеорологической площадки.



Рис. 5 Историческое здание бывшей советской метеорологической станции «Пирамида», на переднем плане временная метеорологическая станция Норвежского Метеорологического института (фото из архива ААНИИ, 2012 г.)

Временный метеорологический пункт наблюдений на южном склоне горы «Пирамида» (ГСВ) представлены на рисунке 6.

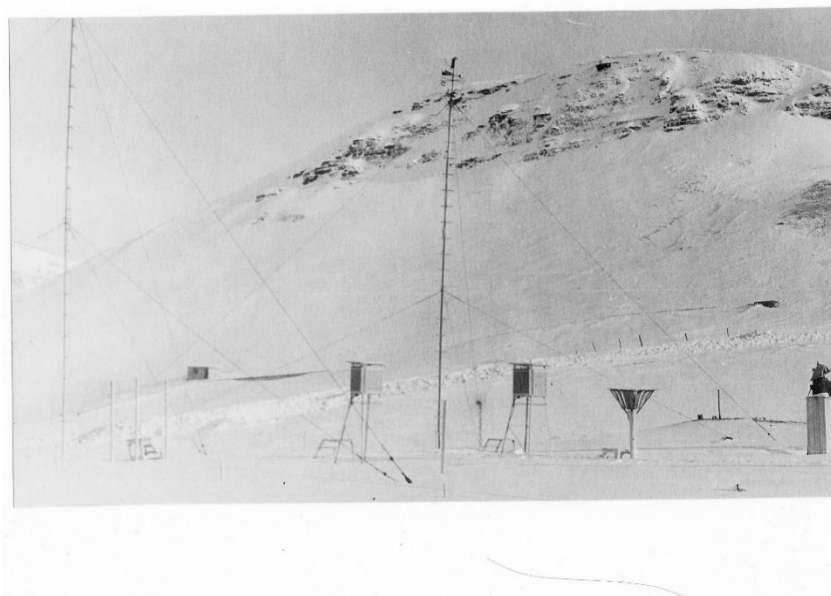


Рис. 6 Фотография метеопоста ГСВ в Пирамиде (Костроусов и др., 1968)

Нами было исследованы взаимосвязи между среднесуточными значениями толщины снега для каждого месяца с ноября 1967 г. по апрель 1968 г., полученными на метеостанции «Пирамида» и на метеопосту «ГСВ» (см. рис. 1.1 – 1.6 Приложения 1) и с ноября 1948 г. по май 1952г. на метеостанции «Пирамида» и припае (см. рис. 1.11 – 1.17 Приложения 1). Также с метеостанции «Пирамида» были получены срочные данные о направлении ветра. Среднесуточные данные о направлении ветра были рассчитаны путём нахождения среднего арифметического и среднего геометрического из срочных данных. Была исследована взаимосвязь между толщиной снега на припае и среднесуточным направлением ветра. Использовался анализ линейных регрессионных соотношений, полученных с помощью хорошо зарекомендовавшего себя метода наименьших квадратов. Данный метод позволяет минимизировать отклонения предиктора (X) и предиктанта (Y) от линии, характеризующей их линейную связь и определить коэффициенты такой зависимости («a» и «b») в уравнении вида $Y = aX + b$. В роли предиктора выступали данные толщины снега и направления ветра, полученные на метеорологической площадке станции Пирамида, в роли предиктанта – данные метеопоста «ГСВ» и припая. Также был рассчитан коэффициент детерминации, позволивший определить долю изменчивости предиктанта при изменении предиктора, а также степень связи между двумя исследуемыми параметрами путём извлечения корня из вычисленного коэффициента детерминации (коэффициент корреляции). Данные операции были произведены для среднесуточных, среднемесячных данных, данных, объединённых по месяцам за все исследуемые годы и за зимние сезоны.

Глава 3. Снежный покров, его свойства и влияние на ландшафт

Началом формирования снега является конденсация водяного пара в атмосфере. Водяной пар, поднявшись в высокие слои атмосферы, создаёт при низких температурах насыщение и даже некоторое пресыщение воздуха. Встречаясь там с ядрами конденсации, он сублимируется на них и образует мельчайшие кристаллики, которые постепенно, очень медленно, начинают падать. Более крупные кристаллики, падают быстрее и, попадая в слои более богатые паром, начинают расти. На начальных стадиях роста эти зародышевые кристаллики могут иметь формы вытянутых по высоте шестигранных призмочек и шестигранных плоских пластиночек с равными между собою углами. От формы этих основных зародышевых кристаллов будет зависеть и их расположение при падении.

Во время осаждения твердых осадков (мороза, льда, ледяного дождя, снежинок) на земле при накоплении снега образуется снежный покров.

Образование снежинок и других твёрдых осадков может происходить в высоких слоях атмосферы повсеместно над всеми областями земного шара. Выпадение же их на землю происходит только там, где нижние прилегающие к земной поверхности слои воздуха продолжительное время настолько холодны, что снежинки, опускаясь через них, не тают. Если внимательно следить за тем, как падают снежинки, то можно заметить, что при различных условиях погоды падение снежинок будет происходить по-разному. Образовавшийся при этом снежный покров также будет отличаться по своим свойствам. Так, например, если во время выпадения снега ветра почти нет или ветер слабый, то снежинки ложатся на землю преимущественно плоской стороной. Большие хлопья падают, держась горизонтально, и потому даже принимают прогнутый, чашеобразный вид. При таком выпадении снега образуется рыхлый пушистый снежный покров.

Если же выпадение снега происходит при ветре да ещё порывистом, то снежинки, сталкиваясь в воздухе, ломаются, измельчаются и, выпадая на землю, образуют уже более плотный снежный покров (Кароль Б.П., 1949, с. 6, 14, 15).

3.1. Свойства снежного покрова

- Плотность.

Плотность снега выражают отношением объёма, полученного при таянии данного объёма снега, к объёму этого снега до таяния. По причине того, что от плотности снега зависят его водоудерживающая способность, твёрдость, теплопроводность, пористость, прозрачность и другие тепловые, оптические и механические свойства снежного покрова, его плотность - это одна из его важнейших характеристик. Значение плотности необходимо для многих практических работ: для определения запаса воды в снеге, проходимости местности, строительства зимних дорог, нагрузок от снега на крышах зданий и т.п. (Кароль Б.П., 1949, с. 27).

Плотность снега изменяется в большом пределе: от 10 кг/м^3 (в безветренную погоду крупнозвёздчатый свежевypавший снег) до 700 кг/м^3 (смёрзшийся и сильно промокший снег) (Кузьмин, 1957, с. 26). Плотность оказывает большое влияние на другие свойства снежного покрова, но и сама зависит от различных метеорологических факторов.

Прежде всего плотность снежного покрова зависит от структуры и величины выпавших снежинок. Чем снежинки больше и разветвлённее, тем рыхлее они ложатся, и плотность снега будет меньше.

Плотность снега претерпевает изменения, которые объясняются различными факторами: давлением вышележащих слоев снега на нижележащие, процессами метаморфизма, оттепелями и связанными с ними процессами фазовых переходов и перемещения талой воды, воздействием ветра, рельефом местности, влиянием растительности, фазовым составом выпадающих осадков; это происходит в течение всего периода существования снежного покрова. Большое значение имеют условия погоды, при которых снег выпадает. Если снегопад сопровождается сильным ветром, метелью, при которых снежинки ломаются, обкатываются и укладываются плотнее, то и плотность снежного покрова будет больше. Ветер, кроме того, увеличивает плотность снега тем, что давит на снежный покров и сжимает его.

Плотность свежеснег выпавшего снега возрастает вместе с повышением температуры воздуха, при которой снег выпадает. Влиянием температуры также объясняется изменение плотности свежеснег выпавшего снега от осени до весны. В предзимние месяцы, когда снег выпадает при сравнительно высоких температурах (часто выше 0°), плотность его наибольшая. Затем плотность постепенно уменьшается, в январе при наибольших холодах достигает минимума и вновь увеличивается к весне. Со временем свежеснег выпавший снег оседает и становится более плотным; таким образом плотность всего снежного покрова растёт от осени к весне. Правда, иногда после выпадения большого количества рыхлого снега плотность всего снежного покрова уменьшается сравнительно с предыдущим измерением до снегопада, но после оседания и уплотнения слоя свежего снега плотность всего покрова опять будет расти. Кроме того, плотность снега увеличивается с глубиной его залегания. Объясняется это тем, что налегающие сверху новые слои снега своей тяжестью давят на нижележащие, вытесняя воздух в пространстве между снежинками и заставляя весь слой снега оседать и уплотняться.

Увеличение плотности в снежном покрове происходит непрерывно, но при морозах оно замедляется, а при оттепелях, наоборот, - идёт очень быстро (Кароль Б.П., 1949, с. 27-29).

В горных условиях, рассчитывая плотность свежавыпавшего снега следует учитывать, что особенности микроклиматических условий, которые зависят преимущественно от высоты и экспозиции склонов, тоже оказывают свое влияние на значения плотности свежего снега. При расчете плотность сезонного снежного покрова в горах изменяется в широких пределах. Инфильтрационное уплотнение снега под влиянием оттепелей в нижних частях склонов гор, ветровое уплотнение снега, которое обычно возрастает с высотой, и оседание снега под действием силы тяжести, которое увеличивается с ростом снегозапасов, являются основными факторами, которые определяют значения плотности. В период весенних и осенних месяцев снег с большей плотностью выпадает чаще. А снег с меньшей плотностью выпадает, как правило, в течение середины зимы (URL: <https://meteoinfo.ru>). Распределение глубины и плотности снега в течение зимнего периода связано с многообразием таких факторов, как:

1. удалённость от водоразделов и их ориентация по отношению к господствующим зимним ветрам, абсолютная высота местности;
2. микро и мезорельеф горного склона;
3. угол наклона и ориентация земной поверхности;
4. характер растительности;
5. ветровой режим;
6. интенсивность прямой и суммарной солнечной радиации;
7. сумма и распределение по сезону твёрдых осадков; преобладание весенней или осенней циклонической деятельности;
8. температура и влажность воздуха, их суточный и сезонный ход;

9. температура снежной поверхности и толщи снега, суточный и сезонный ход этих показателей. (Папунин и др., 2014, с.1).

- Пористость.

Снежный покров пронизан во всех направлениях большим числом сообщающихся между собой промежутков (пор) между ледяными частицами. Поведение и скорость движения талой и дождевой воды, попадающей в снег, зависит от размеров и формы пор, от общего количества воздушных полостей, заключённых в снежном покрове. Суммарный объём всех пор в снежном покрове или его пористость - одна из характеристик порового пространства - легко определяется по плотности снежного покрова и удельному весу частиц льда. Пористость снежного покрова изменяется по мере его уплотнения от 98 до 20 % и связана с его структурой. (Кузьмин, 1957, с. 52, Узлов и др., 2014).

- Воздухопроницаемость.

От размеров пор и давления воздуха в толще снега зависит свойство снежного покрова пропускать через себя воздух. Чем крупнее и однороднее зёрна, тем крупнее поры и, значит, выше пропускная способность. Если размеры сечения капилляров снежного покрова больше длины свободного пробега молекулы воздуха, снежный покров при отсутствии жидкой фазы является воздухопроницаемым. Если пройдена жидкая фаза, то в наиболее узких своих сечениях капилляры могут оказаться заполненными водою, и перемещение воздуха через них может осуществляться лишь при давлениях, которые превышают капиллярные силы менисков. Под влиянием удельного веса наружного и внутреннего воздуха, который возникает при изменении температуры и ветрового давления, или разности плотности в снежной толще перемещается воздух. Его количество при проникновении через единицу

поверхности снежного покрова за единицу времени прямо пропорционально разности полных давлений на границах воздухопроницаемого слоя снега и обратно пропорционально его толщине. Кроме воздуха в поровых пространствах снежного покрова находится водяной пар. При условии неподвижности воздуха водяной пар перемещается лишь путём диффузии, и направление его движения зависит от разности парциальных давлений. Под влиянием разности упругостей (парциальных давлений) и разности полных давлений, которые создаются температурным и ветровым напором, одновременно перемещается водяной пар (при наличии воздушного потока). При этом реализуются только два случая: 1) когда направление движения воздушного потока совпадает с направлением диффузии; 2) когда оба эти направления прямо противоположны. Само собой разумеется, количество перемещающегося водяного пара в первом случае будет больше, чем во втором. По мере увлажнения снега проницаемость снега для водяного пара ослабевает, подобно воздухопроницаемости. Прямое сообщение воздуха снежных пор с внешней атмосферой в случае заполнения узких сечений пор водою прекращается. Лишь в случае освобождения капилляров от гравитационной воды снова появляется возможность обмена водяным паром между снежным покровом и атмосферой. вследствие наличия в ледяном покрове ледяных прослоек и настов также происходит нарушение обмена воздухом и водяным паром между снежным покровом и атмосферой. Вследствие закупорки пор водою в период снеготаяния прекращается между снежным покровом и атмосферой воздухообмен (Кузьмин, 1957, с. 53-55).

- Водопроницаемость.

Гравитационная вода поступает и просачивается в снежном покрове от таяния верхнего слоя снега, дождя или при затоплении части снежного покрова, который расположен в пониженных формах рельефа. Водопроницаемостью

снежного покрова определяются интенсивность и возможность поступления в него воды, этот процесс называется впитыванием, или поглощением воды снежным покровом. Поглощение воды снежным покровом осуществляется в силу молекулярного притяжения воды ледяными частицами. Количественно непостоянным коэффициентом впитывания характеризуется начальный период просачивания. Постоянный расход воды наступает спустя некоторый промежуток времени, когда явление поглощения переходит в явление фильтрации. При условии просачивания при постоянном напоре воды, которая покрывает поверхность снега сплошным слоем, коэффициент впитывания, который уменьшается со временем, стремится к некоторой постоянной величине, которая уже остается неизменной в дальнейшем. В таком случае становится постоянным количество воды, которая просачивается через единицу площади.

- Вододерживающая способность

Вододерживающая способность – максимальное количество воды, которое в данном состоянии снежного покрова может удерживаться им. Она зависит от структуры и плотности снега и может изменяться в довольно широких пределах. Дать количественную оценку вододерживающей способности снежного покрова можно при вычислении его максимальной влажности. При наступлении весеннего снеготаяния при любой наивысшей его интенсивности вододерживающая способность снега обычно редко превышает 25-35% и в большинстве случаев составляет 15-20%. Только в слое тающего свежеснег выпавшего снега вододерживающая способность может достигать 50-55%. Это наблюдается очень недолго, в самом начале периода снеготаяния, при условии наличия слоя свежеснег выпавшего снега или разгара таяния при выпадении большого количества нового снега. Вододерживающая способность - вполне определённая величина, которая не зависит от времени, наличия или отсутствия

снеготаяния, начального состояния снега, его начальной влажности и при любых условиях для каждого типа или вида снега, который характеризуется вполне определённой структурой и плотностью, является величиной постоянной. Следовательно, нет основания ожидать изменений её в течение суток, которые могут происходить только в связи с изменением структуры и плотности снега. За изменениями структуры и плотности снега следуют изменения водоудерживающей способности в течение периода снеготаяния. Обычным ходом водоудерживающей способности является уменьшение этой величины от начала к концу периода снеготаяния, такой вывод следует из того, что в ходе таяния снега происходит перекристаллизация и увеличение его плотности. В весны с частыми и сильными снегопадами этот обычный ход нарушается. Водоудерживающая способность снежного покрова при каждом новом снегопаде повышается.

- Влажность снега

Влажность снега – то количество воды, которое фактически содержится в снежном покрове в данный момент времени. В качестве расчётной величины при оценке степени насыщения снега водой и водоотдачи пользуются интегральной влажностью снежного покрова или средней по вертикали для всей толщи снега. За изменениями интенсивности снеготаяния и величин теплового баланса снежного покрова следуют изменения в течение суток влажности снега. Также хорошо согласуется ход влажности снега с ходом температуры воздуха. По этой причине имеются основания рассчитывать влажность снега по метеорологическим данным (Кузьмин, 1957, с.72. 80). Но она определяется не только метеорологическими условиями снеготаяния. Влажность снега зависит также от состояния снежного покрова (его высоты, плотности, структуры, наличия в нём ледяных прослоек).

- Теплопроводность и теплоёмкость.

При проникновении тепловой волны в снежном покрове возникают процессы фазовых переходов, при которых выделение или поглощение тепла обратно внешнему тепловому эффекту. Находящаяся в снежном покрове вода замерзает, а пары воды конденсируются, выделяя при этом скрытую теплоту фазовых переходов, ослабляющую процесс охлаждения снега в случае теплоотдачи с поверхности снежного покрова и проникновения в снег волны холода. Процессы испарения (возгонки) и таяния снежинок, ослабляющие нагревание, возникают в случае, когда в результате теплообмена с окружающей средой нагревается снежный покров. А это значит, что и в этом случае скрытая теплота фазовых переходов обратна по знаку внешнему тепловому воздействию. Сложен и многообразен механизм теплопроводности снега. Под влиянием происходящих в его толще процессов возгонки и сублимации, обусловленных наличием температурного градиента, а также благодаря процессам механического оседания, повторного замерзания и оттаивания снега, теплофизические характеристики снежного покрова, который состоит из частиц льда, примесей минеральных частиц, жидкой воды (во время таяния или дождя), а также содержит газы (воздух и водяной пар), непрерывно меняются во времени. От природы составляющих веществ снежного покрова, от их количественного соотношения, размеров, формы и расположения зёрен твёрдого вещества и от давления газа зависит в конечном результате его теплопроводность. Передача тепла в снежном покрове осуществляется в основном через лёд и воздух. Тепло также передаётся через воду при наличии жидкой фазы. Снежный покров - хорошее средство защиты почвы от охлаждения в зимнее время благодаря малой теплопроводности снега. Величина нарастания льда на водоёмах уменьшается под покровом снега. При отсутствии внутренних источников тепла (фазовых переходов) объёмная теплоёмкость сухого снежного покрова равна сумме

объёмных теплоёмкостей содержащихся в нём веществ: льда, воздуха и водяного пара. В зависимости от плотности снега по величине объёмной теплоёмкости ледяных кристаллов определяется объёмная теплоёмкость сухого и чистого (без минеральных примесей) снежного покрова. Объёмная теплоёмкость как произведение веса примесей в единице объёма снежного покрова и удельной теплоёмкости вещества учитывается при наличии минеральных примесей. Теплопроводность снега сильно зависит от его структуры и содержания в нём воздуха. Свежевыпавший рыхлый снег содержит большое количество воздуха между отдельными частицами, поэтому он менее теплопроводен, чем плотный, улежавшийся снег. Весной при таянии, когда снег пропитывается водой, он становится более теплопроводным. Благодаря малой теплопроводности снежного покрова, несмотря на низкие температуры зимой у поверхности, с глубиной его температура понижается. Также резко в снежном покрове уменьшаются с глубиной суточная разность между максимальной и минимальной температурой (Кузьмин, 1957).

- Отражение солнечной радиации от поверхности снега.

Наблюдений над альбедо снежного покрова сделано и делается очень много. И все эти наблюдения показывают, что альбедо снежного покрова отличается в зависимости от состояния самого покрова. Свежевыпавший рыхлый снег обладает очень большим альбедо. В условиях Арктики были измерены величины его альбедо, доходившие до 95%. Под влиянием процессов оседания и уплотнения снега, перекристаллизации, которая обуславливает укрупнение зёрен, таяния и увлажнения, а также загрязнения поверхности снега происходит снижение отражательной способности снежного покрова. Уменьшение (под влиянием оседания, уплотнения и перекристаллизации) коэффициента отражения объясняется тем, что отражение и рассеивание солнечных лучей

происходит на поверхности раздела ледяных частиц (снежных кристаллов) с воздушными порами, во время того, как размеры этой поверхности вместе с содержанием воздушных полостей резко сокращаются с укрупнением снежных зёрен и увеличением плотности снега (Кузьмин, 1957). В условиях большого города, где даже свежавыпавший снег содержит в себе много саж, копоти и пыли, альбедо такого снега может быть 50-60%. Старый слежавшийся снег, поверхность которого уплотнена ветром и оттепелями, имеет значительно меньшую величину – от 30 до 50%. Ещё меньшее альбедо имеет тающий мокрый снег, так как на его поверхности вытаивают пыль и коготь, которые загрязняют поверхность, уменьшая её отражательную способность. Кроме того, корка льда, или плёнка воды, находящаяся на поверхности тающего снега, обладает незначительным альбедо. Водная поверхность при высоком стоянии солнца отражает только 5-10% падающей на неё радиации, но при малых высотах – 40-50%. Каждый раз и при образовании инея, а также при образовании кристаллов на поверхности при замерзании и вообще при любом отложении на поверхности новых снежных кристаллов, а не только при каждом новом снегопаде, повышается отражательная способность снежного покрова (Кароль, 1949, с.23).

Различают зеркальное и диффузное отражения. При зеркальном отражении свет отражается в направлении угла, равного углу падения лучей на поверхность, а при диффузном - рассеивается более или менее равномерно во все стороны. Как элемент поверхности, каждый снежный кристаллик обладает свойствами зеркального отражения в случае, если одна из его граней расположена на уровне поверхности снежного покрова и ориентирована параллельно ей, или свойствами идеально диффузного отражения, если он ориентирован произвольно и находится в депрессии (микронижении). Поверхность снежного покрова отражает (рассеивает) лучи в разные стороны по причине того, что в целом представляет собою совокупность огромного числа неправильно ориентированных кристалликов (элементарных поверхностей). Так как число

снежных кристалликов, ориентированных параллельно поверхности, по сравнению с их общим огромным числом, оказывается весьма небольшим, в этом общем потоке рассеянного во все стороны света содержится лишь небольшая его часть, отражённая зеркально. У свежевывпавшего снега, поверхность которого, обладая большим числом отражающих кристалликов, расположенных в депрессиях, даёт диффузное отражение, наиболее вероятно равномерная во все стороны ориентировка снежных кристалликов. Также за счёт идеально диффузного отражения от депрессий образуется наиболее значительная часть отражённого света для любого другого вида снега, в том числе и для снега, который утратил свою первичную структуру (фирнизованного) (Кузьмин, 1957).

3.2 Особенности залегания снежного покрова в зависимости от условий ландшафта

Выпавший снег образует различное залегание снежного покрова в зависимости от условий погоды при выпадении и форм рельефа местности. В открытых для ветра равнинных областях снег, выпадая при небольших ветрах, может залечь равномерным слоем. Но после выпадения он не остаётся в покое. Сильные ветры перемещают его с места на место, особенно если снег сухой и лёгкий. Перенос снега может начаться при скорости ветра около 2м/сек. Он очень быстро возрастает с увеличением скорости ветра. Ветер большой силы, кроме верхнего слоя свежевывпавшего снега, начинает разрушать и нижний слой уже уплотнившегося снега. Различные преграды могут оказать большое влияние на распределение снежного покрова. Нередко вершины холмов и другие части возвышенного рельефа почти совершенно обнажаются, а овраги, балки и другие углубления заносятся массами снега, образуя глубокие сугробы. В холмистой местности и в местности горного рельефа наблюдается более мощное залегание снега с подветренной стороны, куда ветры сдувают снег с наветренной стороны.

Поверхность снежного покрова бывает различного характера. Основным метеорологическим фактором, влияющим и образующим особый характер поверхности снежного покрова, является ветер. Однако следует различать, образуется та или иная форма поверхности свободно только под воздействием ветра или при этом ветер встречал различного рода препятствия. Свободными ветровыми формами рельефа снежного покрова можно назвать: заструги, рябь, барханы. Если ветер дует в направлении к стенке оврага или канавы, то перед таким препятствием получается снежный вал, отделённый от самого препятствия желобом выдувания. Эта выемка-желоб получается потому, что у препятствия ветер взвихривается и этим вихрем снег выбрасывается навстречу ветру. С подветренной стороны такого препятствия вверху образуется свивающий козырёк, иногда изогнутый книзу, а у основания на некотором расстоянии также получается желоб выдувания.

В любых условиях снежного рельефа поверхностный слой снежного покрова не остаётся одинаковым во все время его залегания. Такие метеорологические факторы, как солнечная радиация, дождь, ветер и температура, сильно изменяют поверхность снежного покрова и создают такие виды поверхности, как наст и ледяная корка (Кароль, 1949).

3.3 Влияние снежного покрова на ландшафт

Снежный покров - это самостоятельная система, которая под влиянием естественных и антропогенных факторов функционирует на поверхности суши Земли. Он имеет некоторые свойства, параметры, строение, динамику, которые экологически и хозяйственно значимы, так как является динамически сложной системой. Снежный покров, который существенно влияет на протекание процессов обмена между компонентами природной среды веществом и энергией, - это один из самых важных компонентов зимнего состояния геосистем.

Дифференциация природной среды отражена свойствами снежного покрова. Это дает возможность использовать его как индикатор показателей зимнего гидротермического режима ландшафта. (URL: <http://nvsu.ru>).

Способность снежного покрова создавать условия развития ландшафта является его ландшафтообразующей функцией. Эти условия создаются посредством влияния на перемещение вещества и энергии, а также на гидрологический, световой и температурный режимы. Снежный покров способствует перемещению веществ, химических соединений, энергии на основе диффузионных потоков внутри и снаружи земной поверхности в период таяния снега. Имея свойство преобразовывать рельеф, снежный покров влияет на общий ход развития территории, изменяя общую интенсивность, направление и частные формы транспортировки вещества литосферы.

Снежный покров помимо оказания большого влияния на баланс радиации и режим температуры, тесно связанный с ним, способен также изменять ход давления, ветра, влажности и состав приземных воздушных слоев.

Низкая температура поверхности снежного покрова оказывает охлаждающее действие на нижний слой воздуха, поэтому, пока лежит снег, температура воздуха у поверхности снега ниже, чем в верхних слоях от него. Большое влияние на понижение температуры воздуха имеет толщина снежного покрова. Высокий снежный покров, кроме охлаждения воздуха, также мешает проникновению тепла из почвы в воздух через снежный покров. Поэтому, чем глубже снег, тем сильнее охлаждение воздуха. Особенно сильно охлаждается воздух, когда снег лежит в котловинах, со всех сторон окружённых горами. Здесь вследствие слабых ветров охлаждённый воздух скапливается у поверхности земли. Кроме того, сюда стекает ещё холодный воздух с окружающих возвышенностей. В тесной связи с влиянием снежного покрова на температуру

воздуха находится и его влияние на влажность воздуха. Вследствие низких температур содержание водяных паров в воздухе над снежным покровом незначительно, несмотря на то, что испарение с поверхности снега больше, чем с поверхности льда; этому способствует его шероховатая поверхность. Но поверхность снега обычно холоднее находящегося над ней воздуха, поэтому испарение не так велико, как это имело бы место при обратном распределении температур.

По данным (Кароль Б.П., 1949) в областях, где снежный покров лежит каждую зиму, скорость ветра в зимние месяцы со снегом уменьшается. Чем продолжительнее залегает снежный покров, тем продолжительнее и время более слабых ветров. Такое ослабление ветра вызвано, прежде всего, охлаждением нижних слоёв воздуха над поверхностью снега, отчего воздух уплотняется, его движение замедляется. Снежный покров также способствует образованию местных антициклонов, в которых вообще бывает затишье или слабое движение воздуха.

Различные процессы денудации (и в период устойчивого залегания покрова, и при его сходе), перенос талыми водами химически растворимых веществ и продуктов – это перемещения вещества в литосфере под влиянием снежного покрова, который транспортирует различного происхождения (антропогенного, геологического, биологического) материал.

Снежинки, особенно кристаллы снега, при переносе их ветром могут оказывать разрушающее действие на встречающиеся на их пути предметы. Сильные ветры не только переносят свободнолежащие снежинки, но, действуя в течение нескольких дней, разрушают наст и ледяную корку. Отрывая от корки сначала отдельные кристаллы, ветер несёт их по снежной поверхности и с помощью их отрывает новые части корки. Кристаллы снега, переносимые

ветром, способны бороздить и выветривать поверхность снежных отложений: сугробов, гребней различных наносов, навалов. Снежные кристаллы приобретают при низких температурах значительную твёрдость и даже способны шлифовать скалы, лежащие на пути ветра.

Режим толщи снега в разные фазы существования снежного покрова определяет его геоморфологическую активность. От литологии поверхностных отложений и растительности, от рельефа зависят интенсивность и продолжительность процессов денудации. В сочетании с температурными условиями холодно-снежного периода сезонные изменения толщины снежного покрова определяют глубину промерзания грунтов. Это влияет на интенсивность и формы процессов денудации, которые развиваются под влиянием снежного покрова.

Водоудерживающая способность, которая определяется количеством воды, удерживаемым снежным покровом в данном его состоянии, имеет большое значение для расчета половодий. Также для прогнозов половодья на реках существенную роль играет плотность тающего снега.

Влияние снежного покрова на почвы обусловлено его теплопроводностью. Снежный покров среди всех природных тел имеет один из самых низких показателей теплопроводности. Это препятствует выхолаживанию грунта, сохраняет положительные температуры у поверхности почвы, а также обеспечивает зимой жизнедеятельность живых организмов. Основные факторы, которые определяют жизнь растительного мира - это плотность, особенности структуры снежного покрова, а также продолжительность его залегания. Снежный покров обеспечивает кислородом и влагой, защищает от низких температур растения и живые организмы в холодно-снежный период. Условия для развития растений и живых организмов создаются благодаря воздушному,

водному и температурному режиму в толще снежного покрова. Это доказывает влияние снежного покрова на дифференциацию растительности в пространстве. Также толщина снежного покрова является одним из основных факторов, определяющих срок вегетационного периода и влияющих на ритмику роста и развитие растений. Увеличение мощности снежного покрова приводит к сокращению вегетационного периода, а также изменению структуры и состава растительных сообществ. Тем самым режим снежного покрова влияет на, во-первых, ритм развития растений, во-вторых, структуру и видовой состав фитоценозов. На передвижение птиц и животных влияет твердость снежного покрова (Козин, Кузнецова, 2015).

Глава 4. Основные результаты исследования

4.1. соотношение снегонакопления на различных элементах ландшафта, представленных сушей и морским льдом

Припай – связанный с берегом неподвижный ледяной покров, который формируется в холодное время года в прибрежной зоне замерзающих морей. Его граница обычно проходит по изобатам 20–30 м. Вблизи берегов, где выхолаживание воды происходит быстрее, и имеет ряд особенностей, которые связаны со спецификой льдообразования на мелководье, начинается нарастание припая. Устойчивое положение припая, зависящего от ряда причин (наличия островов, конфигурации береговой линии, расположения приливных трещин и др.), обычно достигается спустя 2–3 месяца, после начала льдообразования, в течение которого могут происходить его разломы и подвижки. Принципиальным обстоятельством для изменения температуры льда является снегонакопление на припае, приводящее к сглаживанию температурных контрастов между приледным слоем воздуха и поверхностью льда, а следовательно, и к уменьшению потоков тепла. Ложась на дно на мелких глубинах, лед образует подошву припая и оказывает непосредственное влияние на изменение физико-механических свойств грунта. Несколько ниже, чем у плавающего льда, температура и соленость припая в подошве. В изменении динамических условий в прибрежной зоне, а также в создании специфических форм рельефа (борозд, углублений, валов и др.) состоит прежде всего непосредственное воздействие припая на береговую зону и дно. Подошва припая предохраняет береговую зону и морское дно от навалов льда, которые образуются при выдавливании припая на сушу. Батиметрией прибрежной зоны, амплитудой прилива и толщиной льда определяется положение подошвы припая (Богородский и др., 2010, Богородский и др., 2007, Богородский и др., 2011).

Припай арктических морей состоит в основном из льдов осеннего образования, хотя часто включает двухлетние, и даже многолетние льды.

Различия в среднемноголетних толщинах припая составляют от 20—30 см в начале периода нарастания до 100 см — в конце (в зависимости от географического расположения и гидрометеорологического режима акваторий). Основное влияние на сроки формирования морского ледяного покрова в Арктике, его толщину и площадь распространения оказывает температурный режим приземного слоя воздуха. Указанное обстоятельство в той или иной степени свойственно и ледяному покрову фьордов. В результате понижения температуры и усиления выноса льдов из центральных районов Северного Ледовитого океана у северного, восточного и юго-восточного берегов архипелага Шпицберген начинается в октябре процесс ледообразования. Вдоль всего побережья Шпицбергена в декабре появляется припай. Его ширина не превышает обычно десяти километров. Из-за наличия различных по плотности слоев воды иногда у берегов архипелага образуется донный лед. Обширные поля местного однолетнего льда, особенно в фьордах, заливах и проливах, примыкают к припаю. Под влиянием различных факторов формируется ледовый режим фьордов Западного Шпицбергена. Основным из факторов является подверженность воздействию Западно-Шпицбергенского течения. Температурный режим, режим осадков и материковый сток (речной сток, таяние снежного покрова и ледников) также являются значимыми факторами, которые формируют ледовый и гидрологический режимы фьордов. Особая ледовая обстановка характерна для Ис-фьорда, в котором расположена законсервированная станция Пирамида. Часто фьорд бывает свободен от льдов до января — февраля, а в мае он уже, как правило, доступен для судов. В некоторые годы фьорд не замерзает вообще.

Многими, на первый взгляд, не связанными между собой факторами определяется толщина снежного покрова на припае. Это время, когда образуется устойчивый припай, первоначальные форма и размеры слагающих его отдельных льдин, режим осадков (сроки выпадения, продолжительность, интенсивность),

направление преобладающих ветров, температурный режим. Это объясняет сложную, трудно поддающуюся аналитической формализации пространственную картину распределения толщин снега на припае, которая слабо связана с данными о распределении снега вблизи метеорологической станции. Известно, что особенно в начальной стадии роста снега, поскольку его теплопроводность в 7-10 раз меньше теплопроводности льда, его толщина и теплофизические свойства (плотность, теплопроводность и т.д.) оказывают определяющее влияние на скорость нарастания морского льда. В связи с этим, при одинаковых температурах воздуха, по сравнению со льдом без снежного покрова, лёд, покрытый снегом, как правило, тоньше, а температура на его верхней границе (раздел снег-лед) выше (URL: <https://nauchkor.ru>).

В данной работе было проведено сравнение особенностей снегонакопления на двух разных элементах ландшафта: морском льду (припае) и суше (метеоплощадка станции «Пирамида»). Известно, что на открытой ледяной поверхности толщина снега, как правило, меньше, чем на суше, так как там она в наибольшей степени подвержена метелевому перераспределению и ветровому уплотнению (приложение 1 рис. 1.24 – 1.26) (URL: <http://www.geogr.msu.ru>). Однако, как видно из рис. 7 и 8, довольно часто наблюдались ситуации, когда толщина снега на припае превышала толщину снега на станции. По-видимому, это связано с направлениями ветров и орографических особенностей прилегающих к посёлку «Пирамида» территорий. К северу от посёлка расположены горы Пирамида и Бархатная. В периоды, когда толщина снега на метеостанции была меньше, чем на припае преобладали ветры южного и юго-западного направлений.

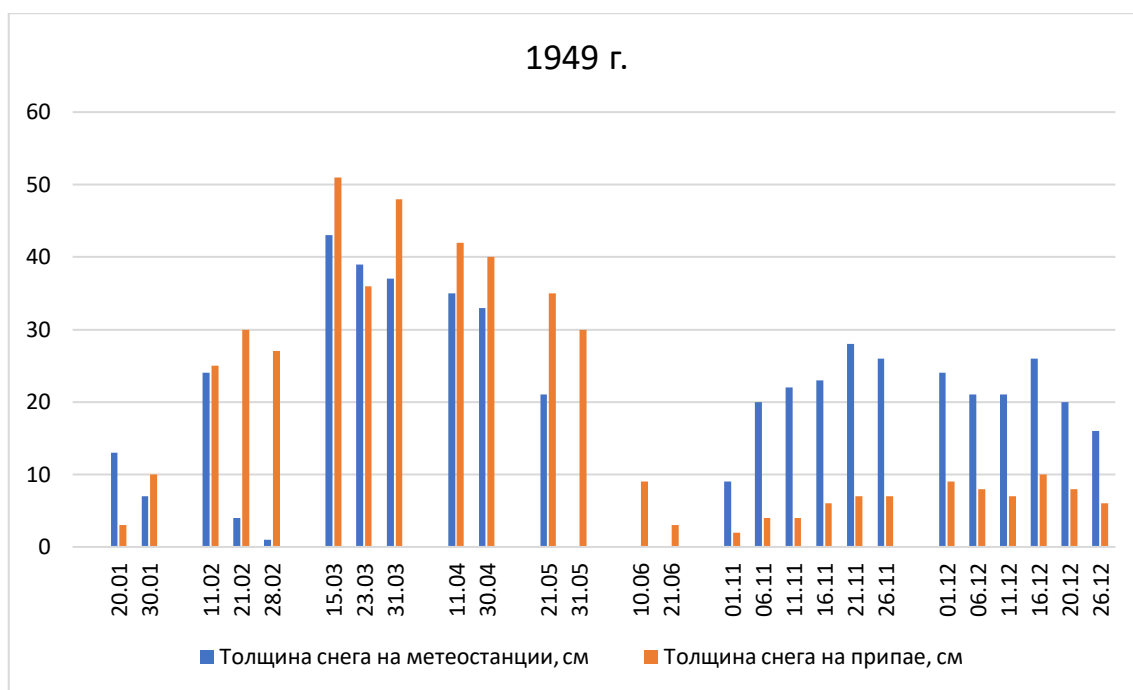


Рис. 7 Временное распределение толщины снега на метеостанции «Пирамида» и припае в 1949г.

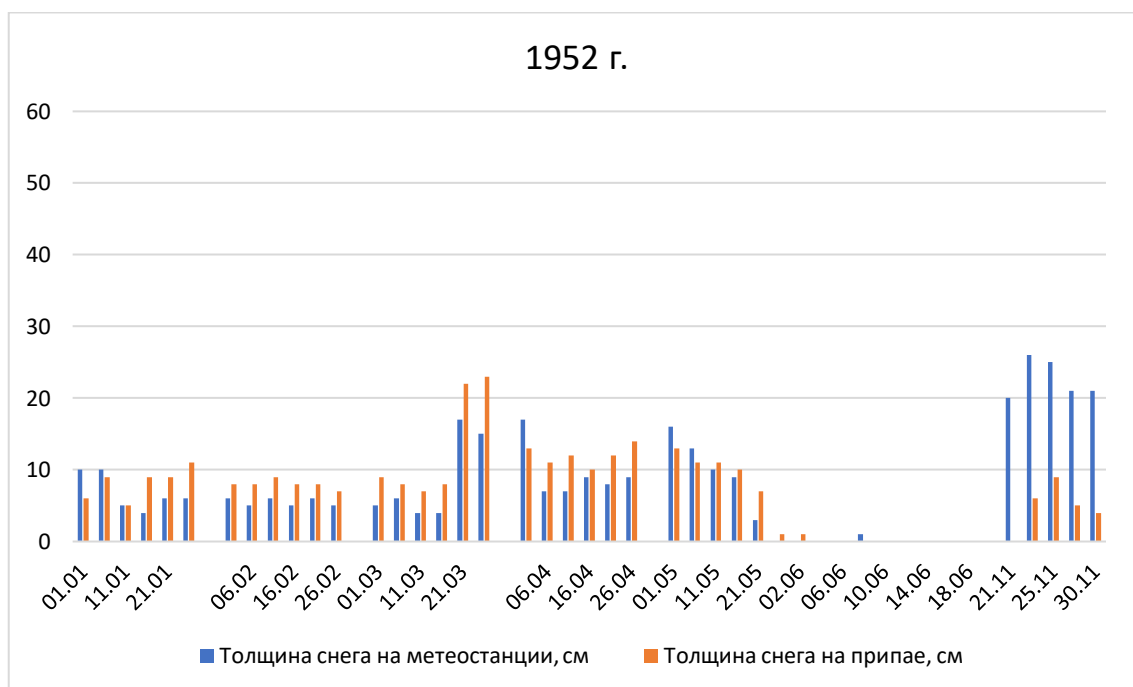


Рис. 8 Временное распределение толщины снега на метеостанции «Пирамида» и припае в 1952г.

Исследования тесноты связи толщин снега на метеостанции и припае (приложение 1 рис. 1.1 – 1.23 и табл. 1.1) показывают, что в большинстве

рассматриваемых случаях связь достаточно тесная. Наибольший коэффициент детерминации характерен для марта и мая 1952г (рис. 9 и 10).

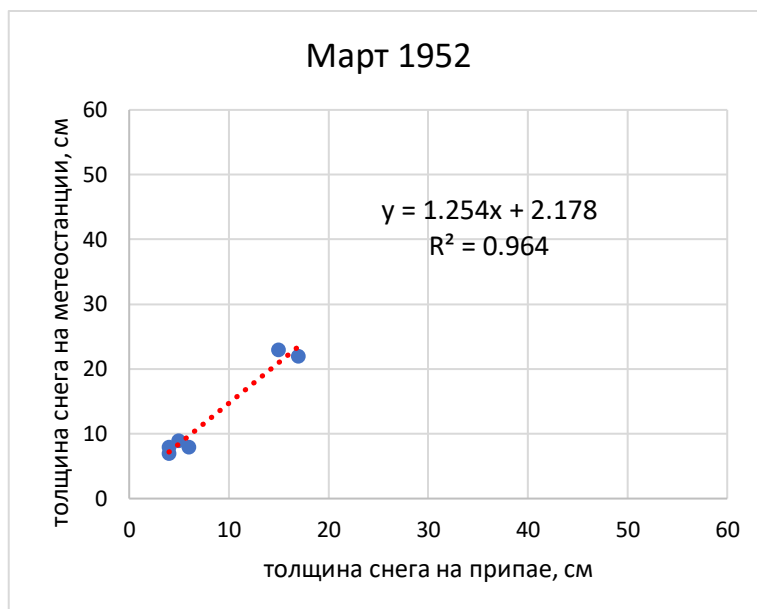


Рис. 9 График регрессии метеостанция Пирамида – припай (март 1952г)

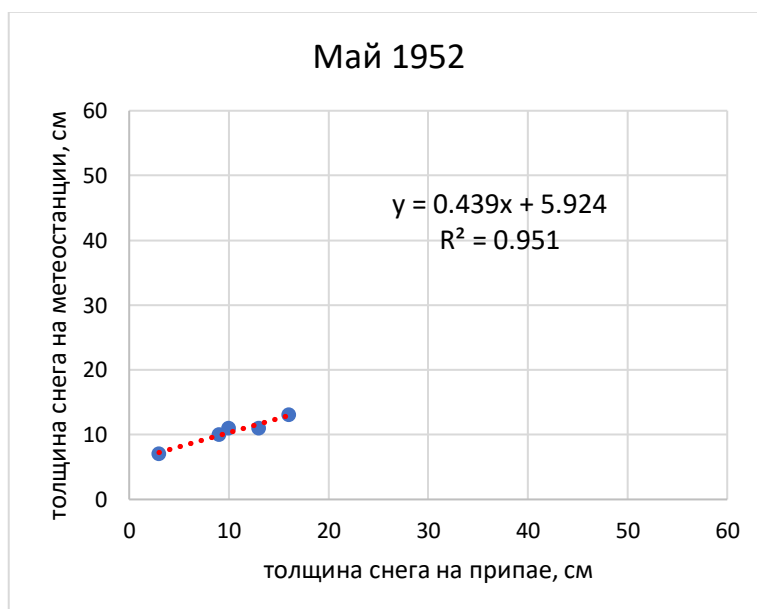


Рис. 10 Графики регрессии метеостанция Пирамида – припай (май 1952г)

Но есть случаи со слабой и даже отрицательной связью (рис 11 и 12). Такой характер связи может быть объяснён неравномерным нарастанием припая (оттепели), условиями ветрового режима (в месяцы со слабой и отрицательной связью наблюдались в основном северо-западные, северные и восточные ветра –

сдувание снега в долину метеостанции со склонов окружающих гор) и, конечно, нерегулярностью и немногочисленностью наблюдений за снежным покровом на припае.

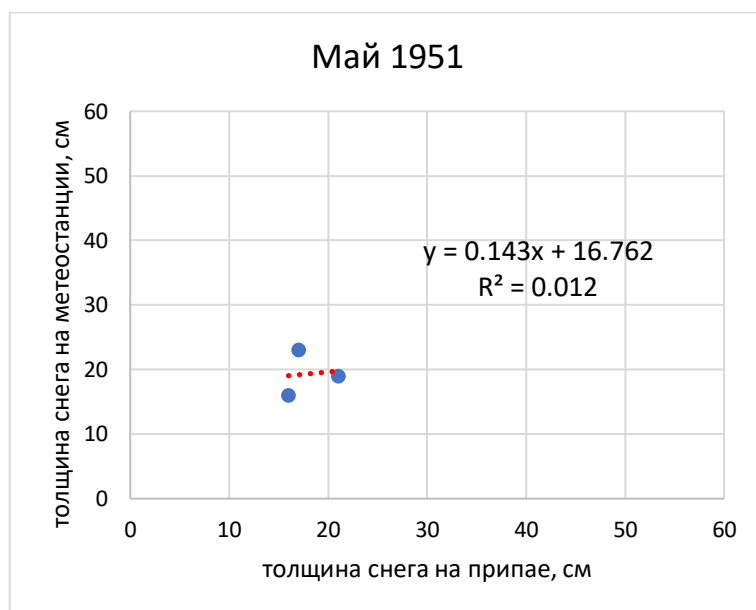


Рис. 11 График регрессии метеостанция Пирамида – припай (май 1951)

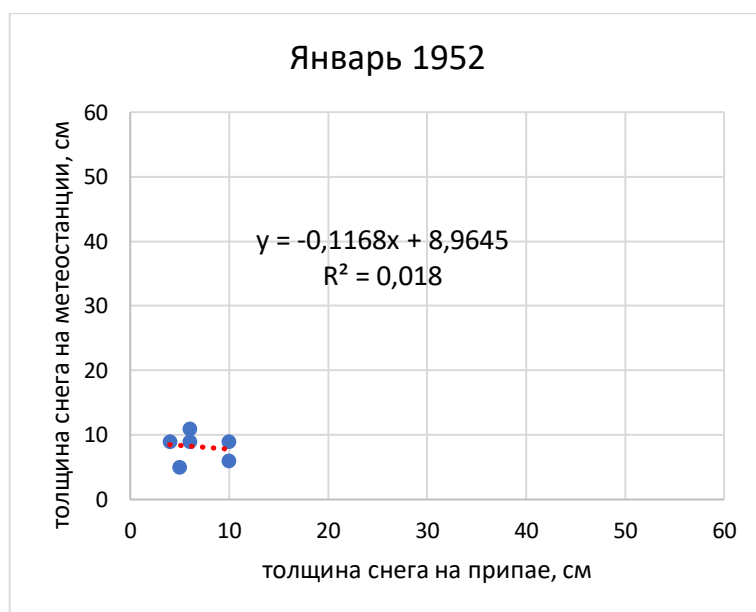


Рис. 12 График регрессии метеостанция Пирамида – припай (январь 1952г)

Также мы провели расчёт связи толщин снега в указанных местоположения по зимним сезонам. К сожалению, ряд данных слишком короткий, чтобы можно было выявить закономерность изменения связи по сезонам. Зимы 1948-1949 и

1950-1951 гг отличаются тесной связью между толщиной снега на припае и на метеостанции (приложение 1 рис. 1.27 и 1.29). Зимы 1949 – 1950 и 1951-1952 гг имеют очень слабую связь (приложение 1 рис. 1.28 и 1.30).

Результаты анализа связи толщины снега для каждого месяца за все года отображены на графиках «объединённых» регрессий (приложение 1 рис. 1.31 – 1.37). В целом коэффициент детерминации указывает на слабую связь, и только для марта наблюдается средняя степень связи.

4.2 Сравнение характера осадконакопления на разных высотах

Для исследований изменения характера снегонакопления с изменением высоты мы сравнили ряд инструментальных наблюдений за толщиной снежного покрова на станции «Пирамида», полученный для зимнего периода 1967-1968 гг., с данными, полученными на временном метеопосту «ГСВ», расположенном на высоте 400 м над уровнем моря в лавиносборе на южном склоне горы Пирамида (Приложение 1 рис. 1.38-1.43). За весь исследуемый период толщина снега на метеопосту значительно превышает толщину снега на метеостанции.

По данным (Костоусов и др., 1968) на метеостанции ГСВ в течение зимы преобладали ветры северных и северо-восточных румбов – 19,6 и 12,7 %, процент же западных и юго-западных ветров весьма низок. Значительно меньше оказались и среднемесячные скорости ветра. Можно предполагать, что при северо-западных ветрах возможны аккумуляции и последующий отрыв снега с гребня г.Бархатной, а при восточных ветрах при левом плече Пирамиды будет создаваться анемометрическая тень, способствующая снегоотложению в огромном лавиносборе, могущему привести к сходу лавин.

Зима 1967-68 гг. по данным метеостанции Пирамида отмечается малоснежностью. Всего с ноября по апрель месяц выпало 72,7 мм осадков, что составляет 67% от средней многолетней суммы. Месячные суммы осадков за исключением ноября, были значительно ниже многолетних.

В прошедшую зиму было значительно меньше дней со снегом (меньше 59% от нормы) особенно в середине зимы, и довольно низкие суточные максимумы осадков по сравнению с многолетними данными.

При сравнении количества осадков на метеостанции Пирамида и ГСВ видно, что на второй станции их выпало в два с лишним раза больше.

Количество дней с метелями на метеостанции Пирамида составило в прошедшую зиму 180% от нормы, однако половина из них приходится на бедные осадками февраль и март месяцы.

Зима 1967-68 гг. отличается довольно низкими температурами воздуха. Сумма отрицательных температур с ноября по апрель составила минус 92,6 градусов при среднемноголетней – 77,6 градусов. Наиболее холодным месяцем явился март. На протяжении всей зимы только в ноябре наблюдалась оттепель до плюс 5,0 градусов. Абсолютный минимум температуры зафиксирован в январе 1968 года и равен минус 32,7 градусам.

Таким образом, зима 1967-68 гг. была довольно холодной и малоснежной, с большим количеством штилей и сравнительно невысокими скоростями ветра (Костоусов и др., 1968).

Устойчивый снежный покров на дне долины Мимердаллен по данным метеостанции Пирамида установился в 3-ей декаде декабря 1967 г., на месяц позже средней многолетней даты. Мощность его на дне долины в течение зимы претерпевала незначительные изменения (Приложение 1 рис. 1.38-1.43).

В начале ноября и свежавыпавший снег легко уносился метелями северных румбов со склонов г. Бархатной, задерживаясь лишь в логах и лавиносборах склонов г. Пирамиды выше здания ГСВ. Мощные снегопады при метелях северо-восточных румбов привели в середине месяца к незначительному накоплению снега в отрицательных формах склонов, главным образом – логах.

В конце месяца, несмотря на значительное количество осадков, мощность снега увеличилась слабо, так как метели южных румбов переместили основную массу свежевывавшего снега за гребень г. Бархатной и левого плеча г. Пирамиды. Лавинных ситуаций в результате метелей южных румбов не возникало. Более того, метели южных румбов, вынося снег из лавиносборов юго-восточного склона г. Бархатной и южного склона г. Пирамиды, разряжали лавиноопасную обстановку.

Уже в ноябре была отмечена существенная разница в снеговетровом переносе в долине и на склонах. В долине метели в основном возникали при западных и юго-западных ветрах, а на склоне г. Пирамиды, по данным метеостанции ГСВ, преобладали метели северных и северо-восточных румбов. Осадков в ноябре выпало около нормы и к III декаде снежный покров на метеостанции Пирамида достиг максимальной мощности – 17 см.

В декабре осадки составили 67% от нормы, причем основное их количество выпало в первой декаде. В начале месяца при снегопадах и метелях Северной четверти горизонта происходило постепенное увеличение мощности снежного покрова на склонах лавиносборов г. Пирамида. Так по данным снегомерных наблюдений в лавиносборе лавиноопасного участка высота снежного покрова достигла в это время 100-120 см, а на метеостанции ГСВ – более 80 см. В конце месяца произошло временное увеличение высоты снежного покрова с дальнейшим сносом свежевывавшего снега по насту метелями южного направления.

В январе снежный покров претерпел изменения за счет отложения метелевого снега при ветрах северных румбов в лавинных логах г. Пирамиды. С выпуклых форм рельефа снег был полностью снесен и остался маломощным покровом только по западинам и глубоко врезанным лавинным логам. Осадков в январе выпало ничтожно малое количество – 1,7 мм.

В феврале было отмечено обилие метелей, нередко довольно продолжительных при низких температурах воздуха. Осадков выпало меньше нормы, по данным метеостанции Пирамиды – 15,7 мм (на метеостанции ГСВ – 41,2 мм). В результате метелей, преимущественно северных румбов, происходило перераспределение не только свежавыпавшего снега, но и ранее отложившегося метелевого. На метеостанции ГСВ мощность снежного покрова возросла к концу месяца до 140 см. Однако следует отметить, что снежный покров сохранялся преимущественно в понижениях рельефа, с выпуклых же частей склонов снег полностью сносился. Верхние части лавиносборов сохраняли снежный покров небольшой мощности – 30-50 см, в то же время в средней части лавиносбора высота снежного покрова увеличивалась, достигая наибольшей мощности в местах, осложненных глубокими эрозионными врезами и западинами – от 1,6 до 2,9 м.

Следует подчеркнуть, лавиносбор г. Пирамида резко выделяется по характеру снегонакопления от всех остальных лавиноопасных участков. Объясняется это тем, что при сравнительно небольших углах наклона, поверхность лавиносбора значительно осложнена наличием глубоких эрозионных врез, западин, лавинных логов и лотков второго порядка. Кроме того, по нижней границе лавиносбора расположены многочисленные промышленные строения (здание ГСВ, строение пилорамы, откаточная галерея пороодоотвала и др.), которые служат искусственными снегоудерживающими препятствиями. Все это и обуславливает значительную заснеженность указанного лавиносбора, в то время как остальные склоны в течение всей зимы были практически бесснежными (Костоусов и др., 1968).

Март, как и все другие месяцы был беден осадками, которые составили лишь третью часть от нормы. Зато количество метелей было в два раза выше средней многолетней. Частые метели при незначительных осадках не оказали заметного влияния на снегонакопление. Незначительный прирост снежного

покрова наблюдался лишь в понижениях лавиносбора за счет переноса снега с верхних участков склонов ветрами северного направления. На метеостанции ГСВ мощность снега в течение месяца была около 1,5 м.

В апреле кратковременные немногочисленные осадки при метелях не способствовали снегонакоплению на склонах и в долине. В отличие от обычного по многолетним данным увеличения снежного покрова в апреле, в зиму 1967-68 гг. на дне долины Мимердаллен сохранялась лишь маломощная снежная корка толщиной 5-7 см. С середины апреля снег стал интенсивно таять и испаряться. Уже в третьей декаде апреля склоны горы Пирамиды и горы Бархатной почти полностью освободились от снежного покрова. И лишь в понижениях лавиносборов снег сохранился еще и в середине мая. Так в понижениях лавинных лотков вблизи метеостанции ГСВ высота снега в середине мая достигла 70-150 см (Костоусов и др., 1968).

Заключение

При выполнении ВКР были рассмотрены теоретические основы снегообразования, свойства снежного покрова и влияния на ландшафт. К основным свойствам снежного покрова относят его плотность, пористость, воздухопроницаемость, водопроницаемость, водоудерживающую способность, влажность, альбедо, теплопроводность и теплоёмкость. Плотность снега считают одной из его важнейших характеристик, так как она оказывает влияние на остальные свойства снежного покрова. Она может принимать значения от 10 кг/м³ до 700 кг/м³ в зависимости от многих метеорологических факторов. Благодаря своим свойствам снежный покров обладает ландшафтообразующей функцией: он влияет на перемещение вещества и энергии, а также на гидрологический, световой и температурный режимы окружающей среды.

Практическая часть работы заключалась в изучении, критическом контроле и обработке гидрометеорологических данных, полученных на российской метеорологической станции «Пирамида» за период 1948-1957 гг. Это таблицы метеорологических наблюдений ТМ-1 (1948-1957гг.), ледовых наблюдений ТМ-3 (1948-1957 гг.). Материалы получены в Госфонде ААНИИ. Также использовались данные метеорологических наблюдений, выполненных в рамках исследования лавинной опасности на территории рудников Баренцбург и Пирамида зимой 1967-1968гг.

В результате выполненного исследования были получены следующие основные результаты:

1. Выполнен обзор научной литературы по теме ВКР и проанализированы результаты предшествующих исследований, связанных с прошлыми и современными изменениями климата на архипелаге Шпицберген.

2. Рассчитаны и проанализированы статистические зависимости изменения толщин снежного покрова измеренного на припае и в районе метеостанции «Пирамида». Полученные коэффициенты детерминации для

каждого месяца, рассчитанные в ходе регрессионного анализа показали достаточно высокую связь исследуемых параметров, однако были единичные случаи со слабой и даже отрицательной связью. В ходе анализа связи толщины снега для каждого месяца за все года («объединённые» регрессии) рассчитанный коэффициент детерминации указывает на слабую связь. Также был проведён расчёт связи толщин снега на двух исследуемых местоположениях по зимним сезонам, однако, для выявления закономерности изменения связи ряд данных в 4 года оказался слишком коротким.

3. При сравнении количества осадков, выпавших на метеостанции «Пирамида» и на временном метеопосту «ГСВ», выявлено, что на высоте 400 м над уровнем моря выпадает в два с лишним раза больше снега, что оказывает существенное влияние на возникновение лавинной опасности в данном регионе. Также лавиноопасную ситуацию усугубляли ветры восточных и северо-восточных направлений, переносящие и переоткладывающие снег в лавиносборах. Как показывают данные, зима 1967-68 гг. отмечается малоснежностью: с ноября по апрель выпало 67% от средней многолетней суммы осадков, месячные суммы осадков за исключением ноября, были значительно ниже многолетних.

Приложение 1

	1948	1949	1950	1951	1952
январь		-1,00	0,91	0,86	-0,13
февраль		-0,73	-0,16	0,82	0,58
март		0,37	-1,00	0,92	0,98
апрель		1,00	0,40	0,52	0,37
май			0,98	0,11	0,98
ноябрь	1,00	0,93		0,57	0,78
декабрь	0,24	0,94	0,59	0,13	

Табл. 1.1 Коэффициенты корреляции между значениями толщин снега на площадке метеостанции «Пирамида» и на припае

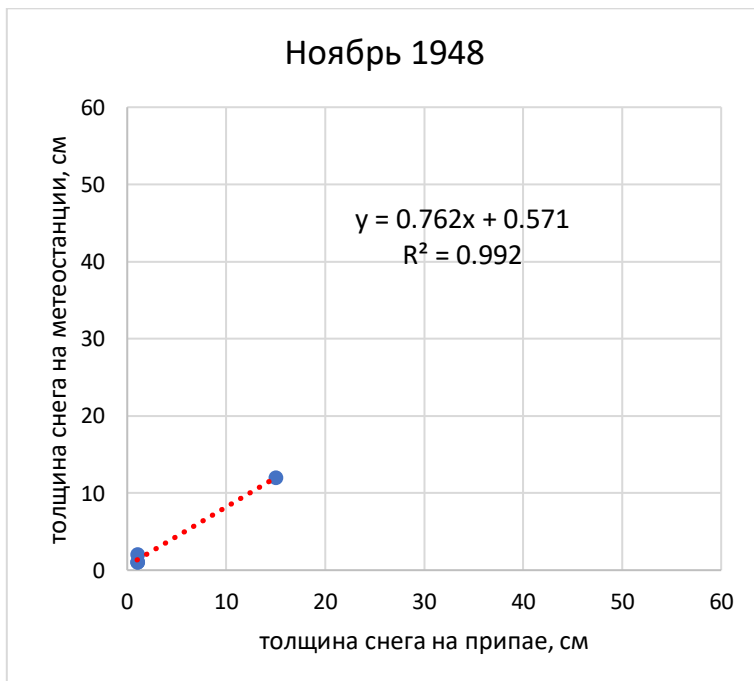


Рис. 1.1 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (ноябрь 1948)

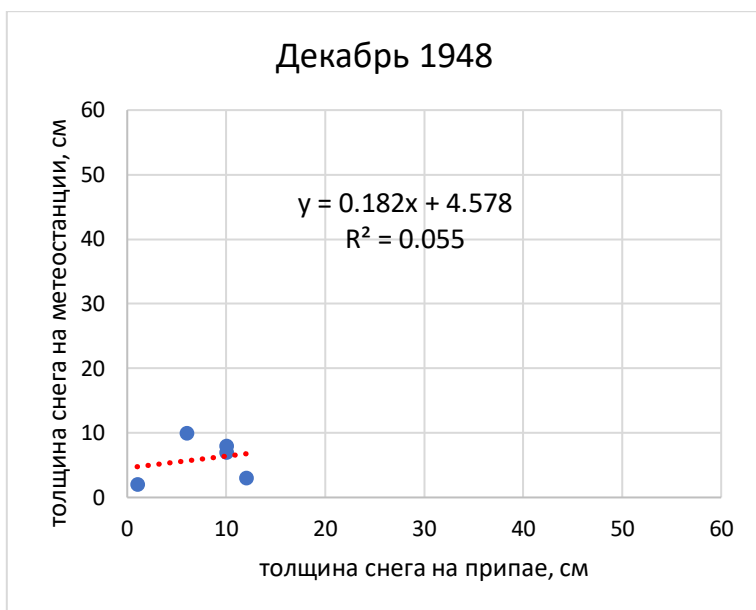


Рис. 1.2 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (декабрь 1948)

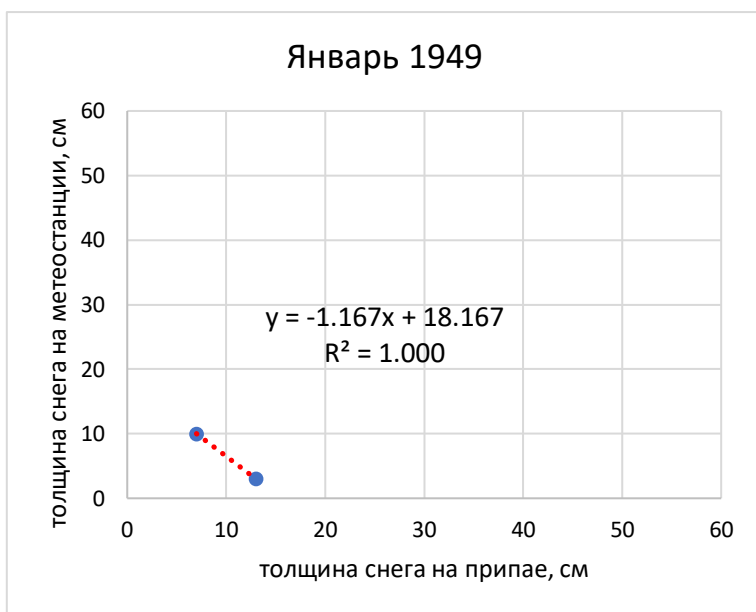


Рис. 1.3 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (январь 1949)

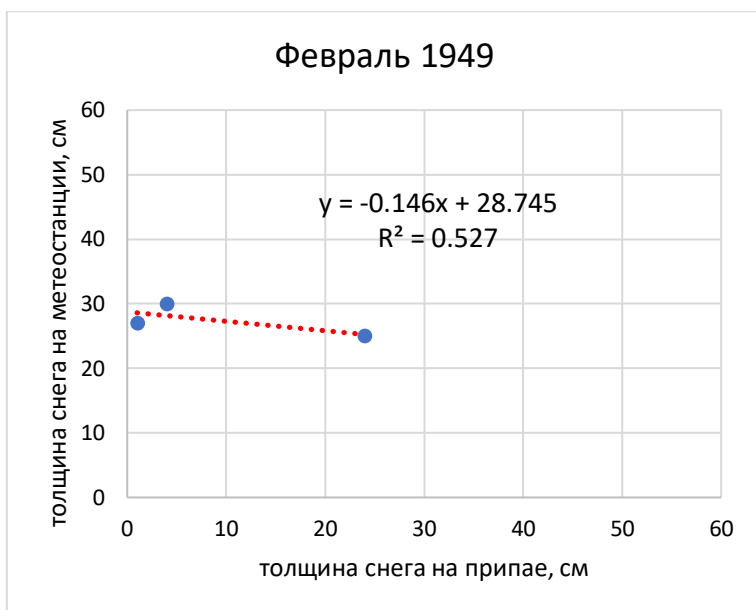


Рис. 1.4 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (февраль 1949)

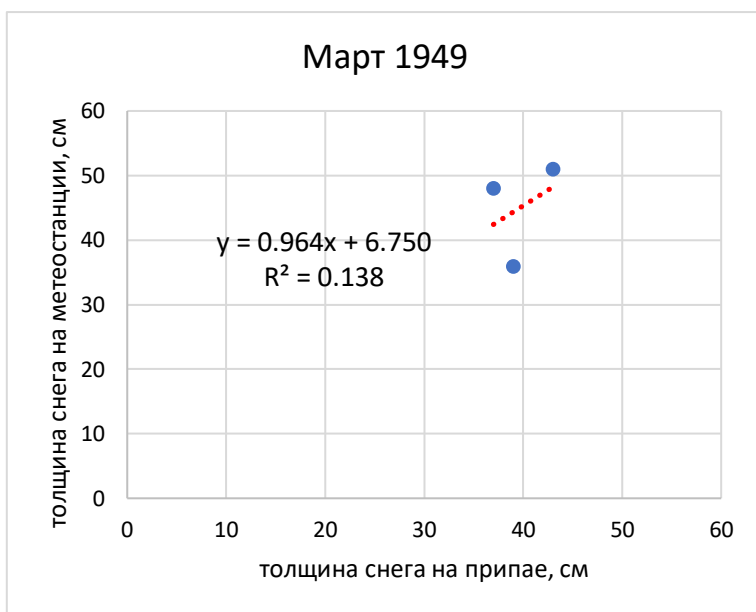


Рис. 1.5 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (март 1949)

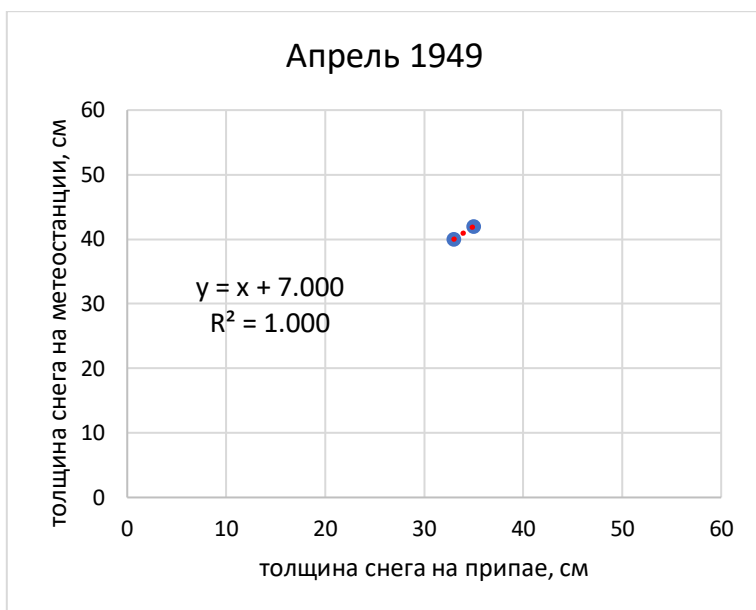


Рис. 1.6 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (апрель 1949)

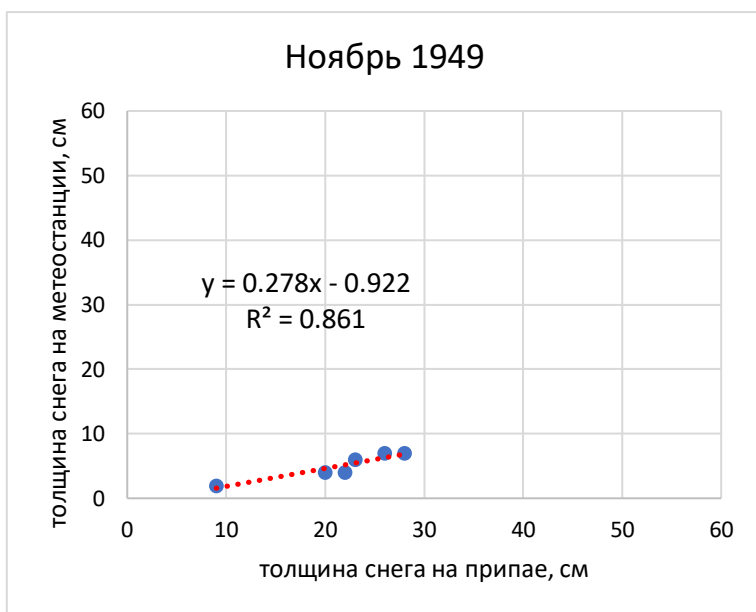


Рис. 1.7 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (ноябрь 1949)

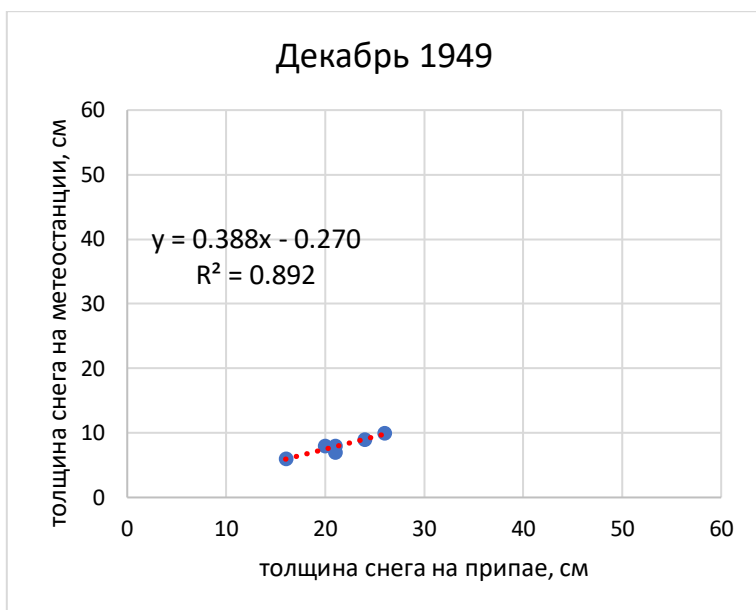


Рис. 1.8 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (декабрь 1949)

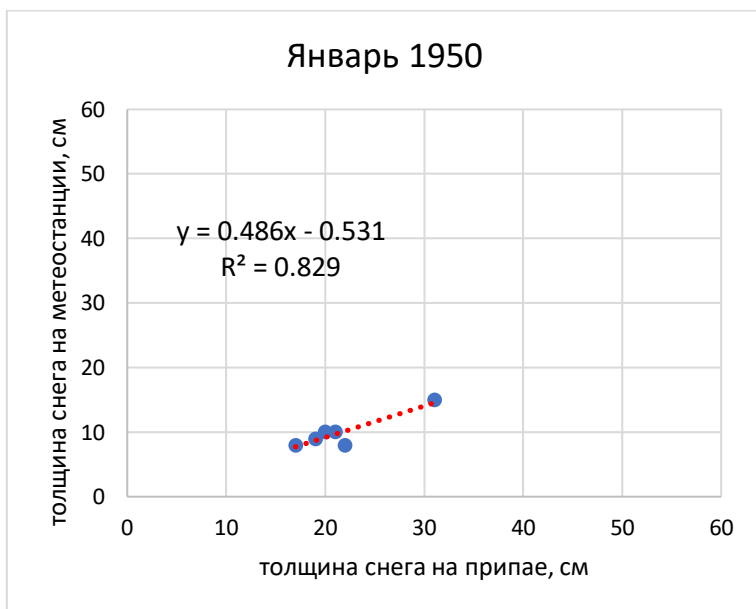


Рис. 1.9 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (январь 1950г)

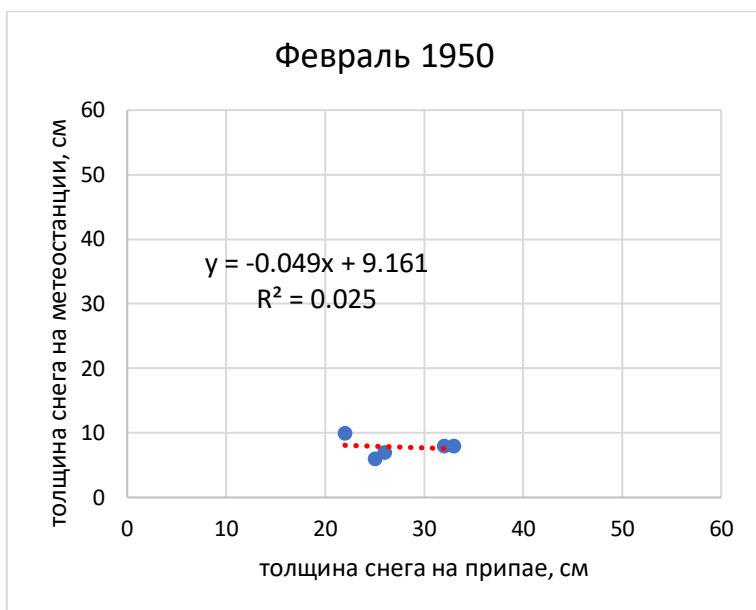


Рис. 1.10 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (февраль 1950г)

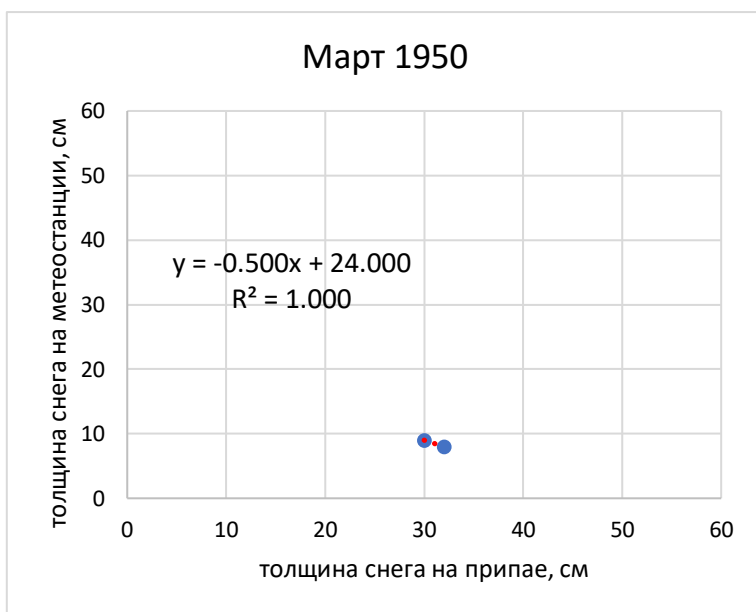


Рис. 1.11 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (март 1950г)

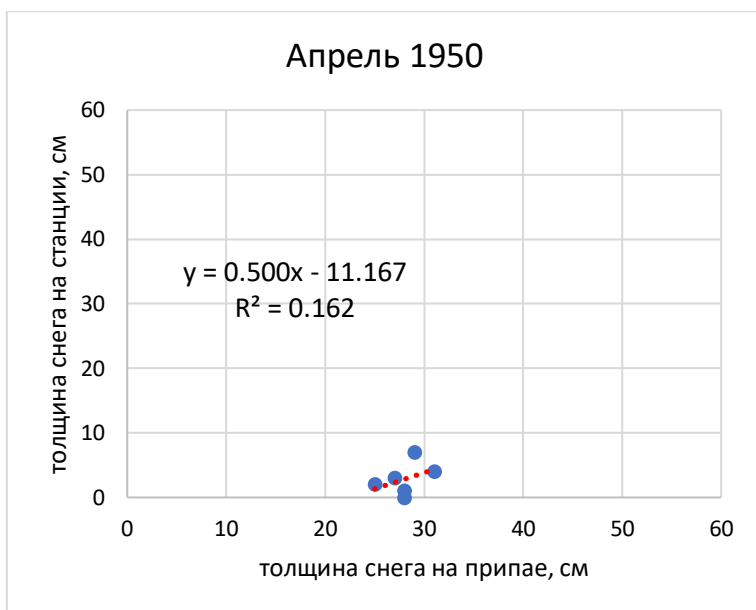


Рис. 1.12 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (апрель 1950г)

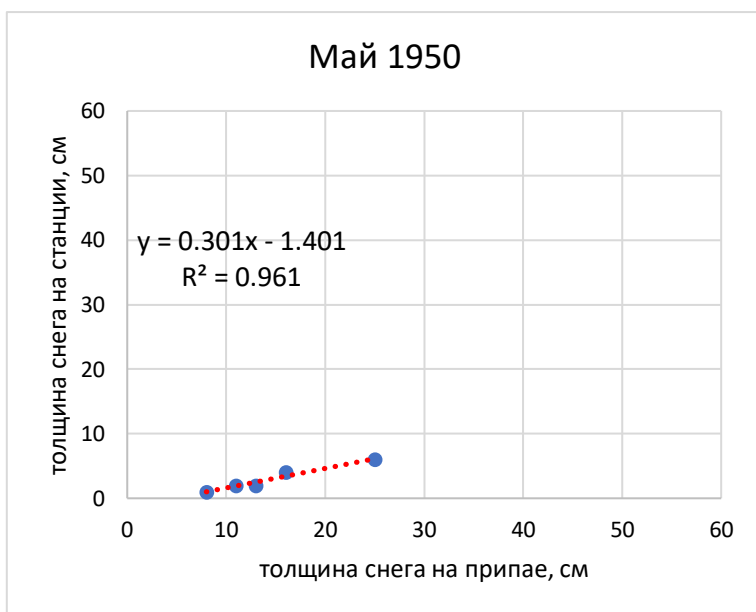


Рис. 1.13 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (май 1950г)

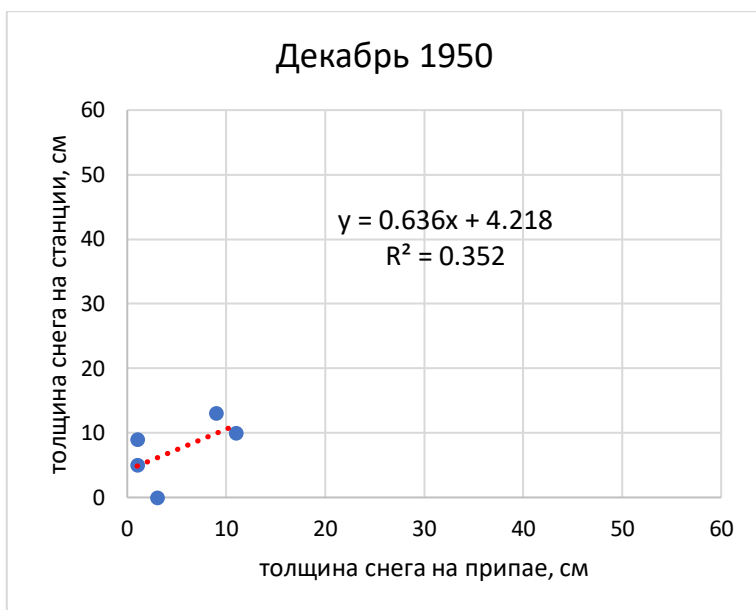


Рис. 1.14 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (декабрь 1950г)

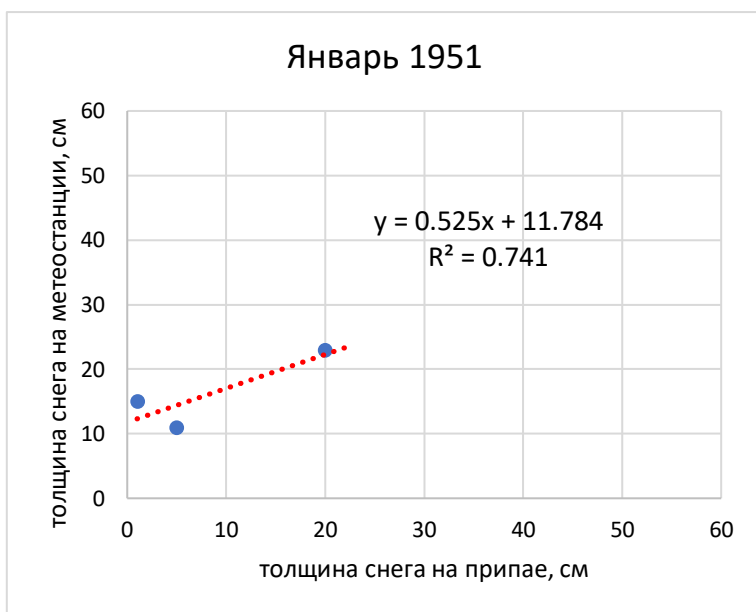


Рис. 1.15 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (январь 1951г)

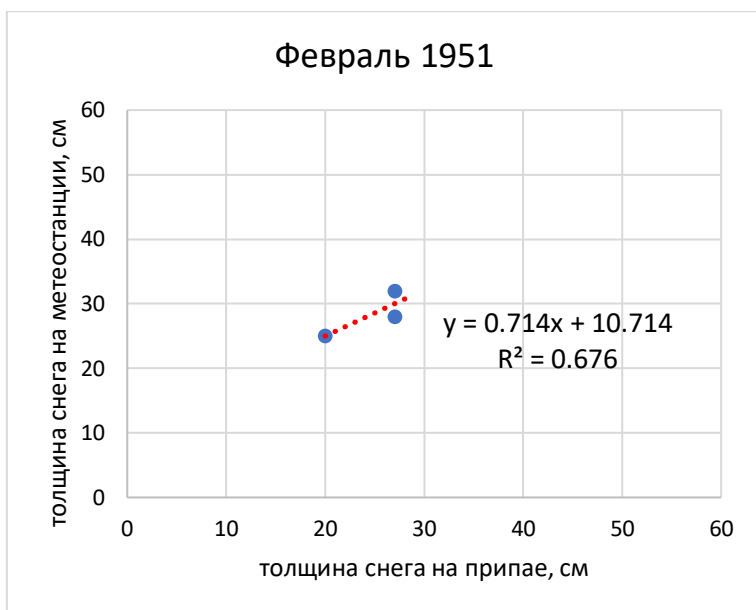


Рис. 1.16 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (февраль 1951г)

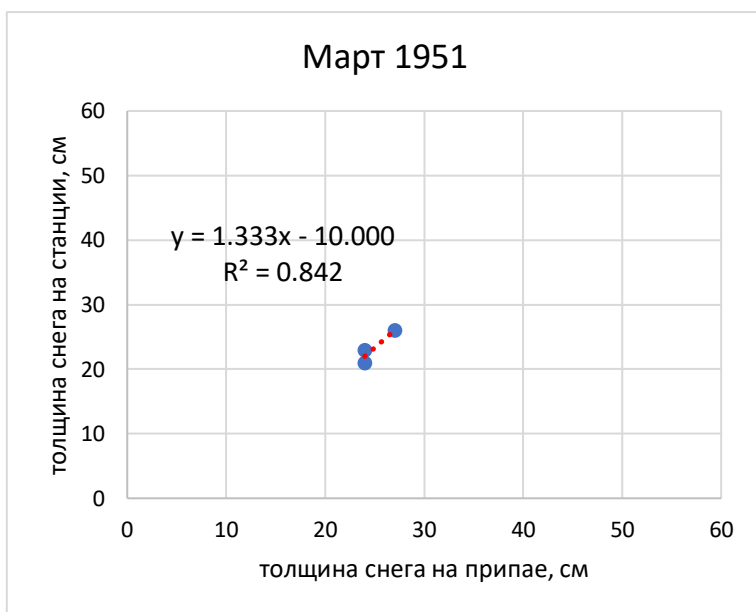


Рис. 1.17 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (март 1951г)

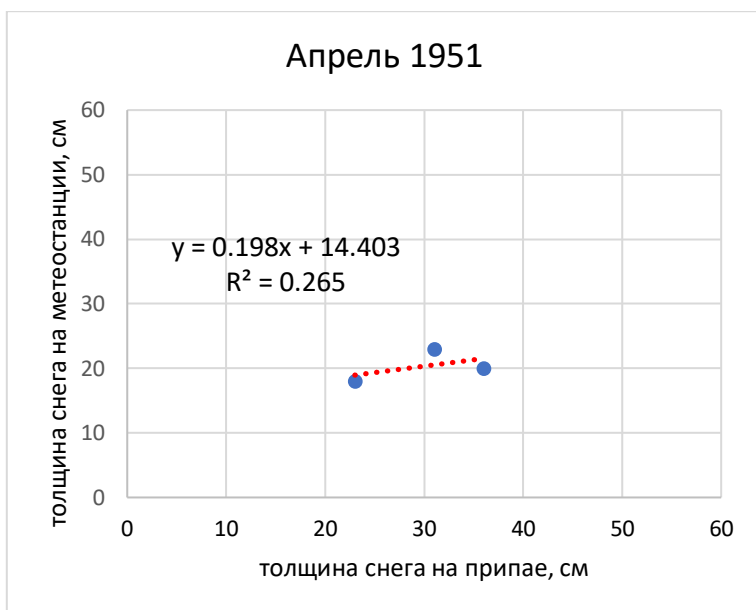


Рис. 1.18 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (апрель 1951г)

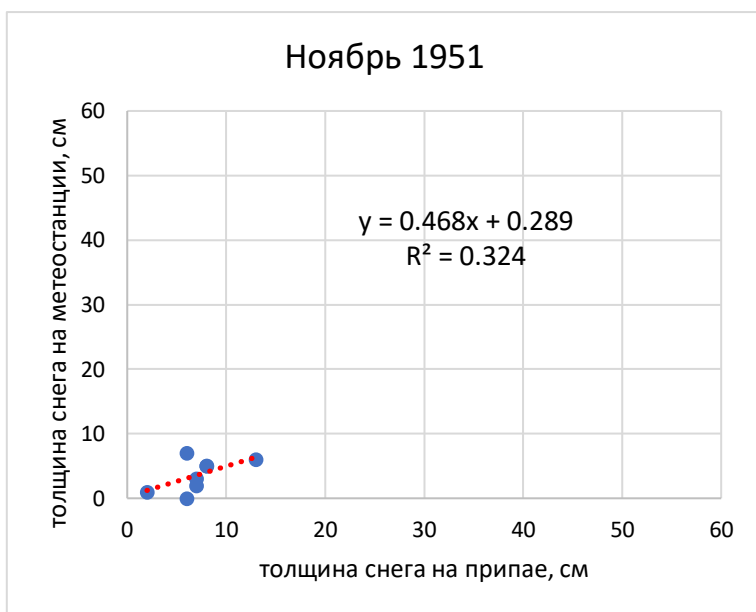


Рис. 1.19 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (ноябрь 1951г)

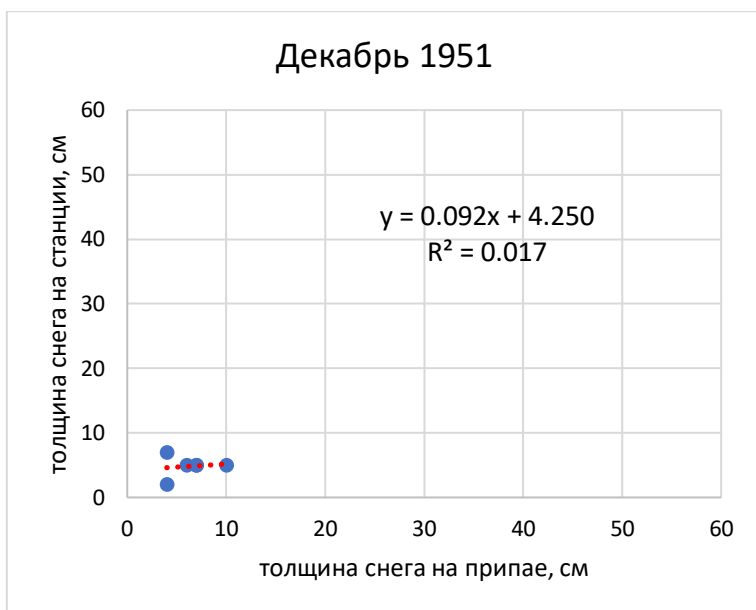


Рис. 1.20 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (декабрь 1951г)

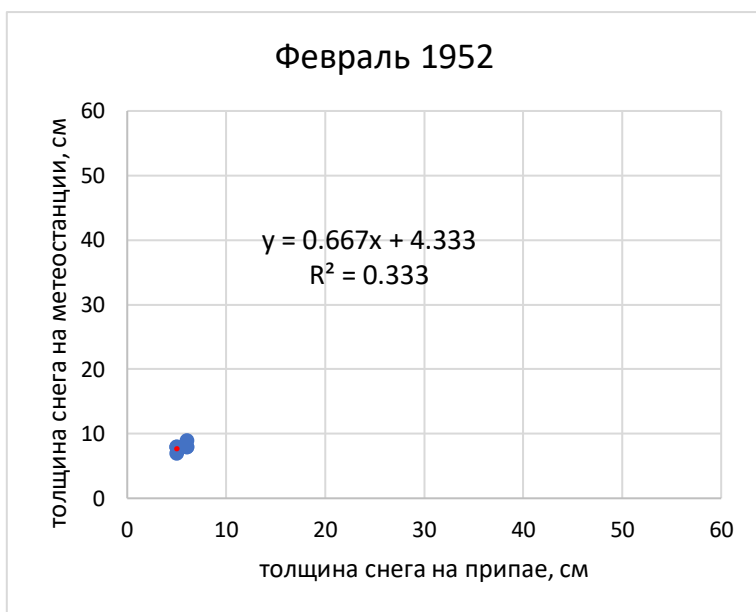


Рис. 1.21 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (февраль 1952г)

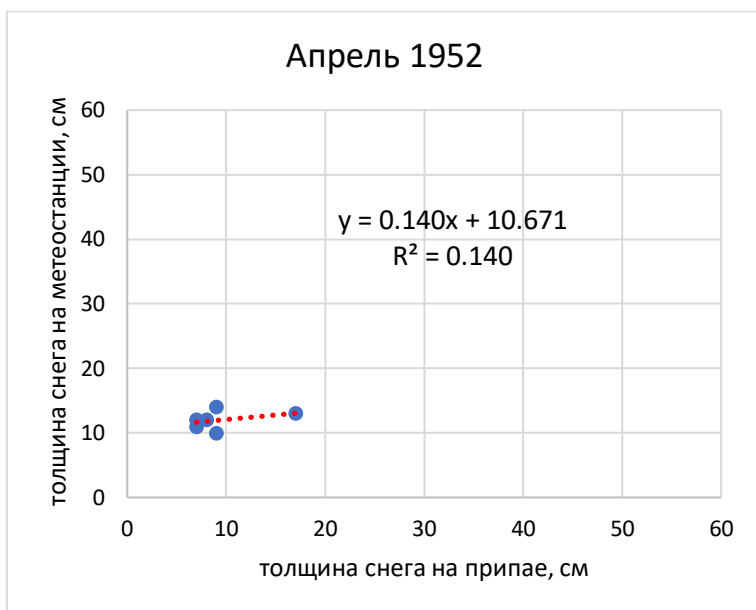


Рис. 1.22 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (апрель 1952г)

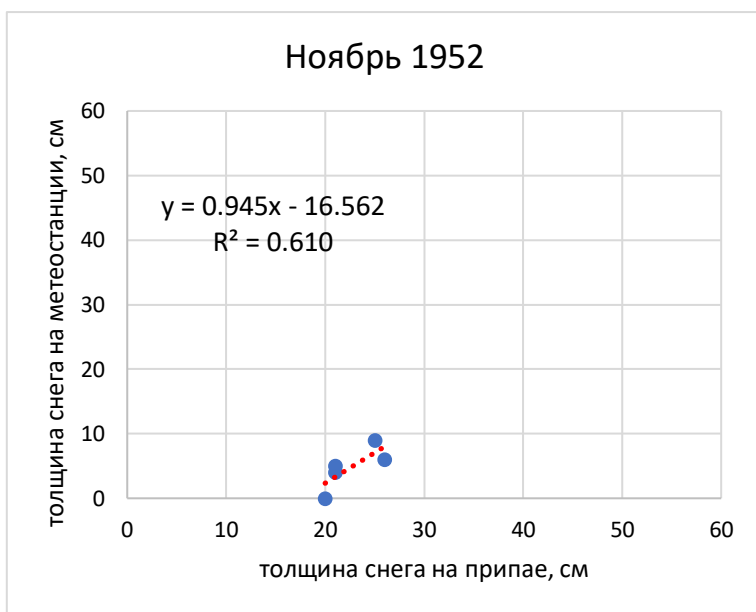


Рис. 1.23 График регрессии: метеостанция «Пирамида» – припай (ноябрь 1952г)

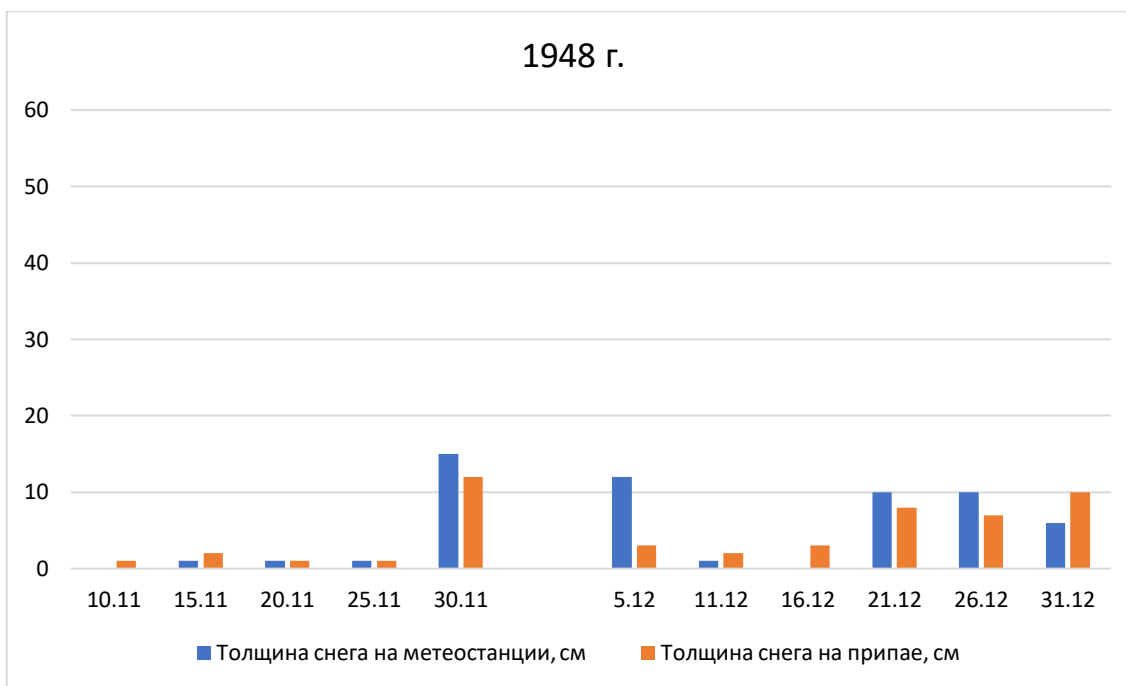


Рис. 1.24 Временное распределение толщины снега на метеостанции «Пирамида» и на припае в 1948г.

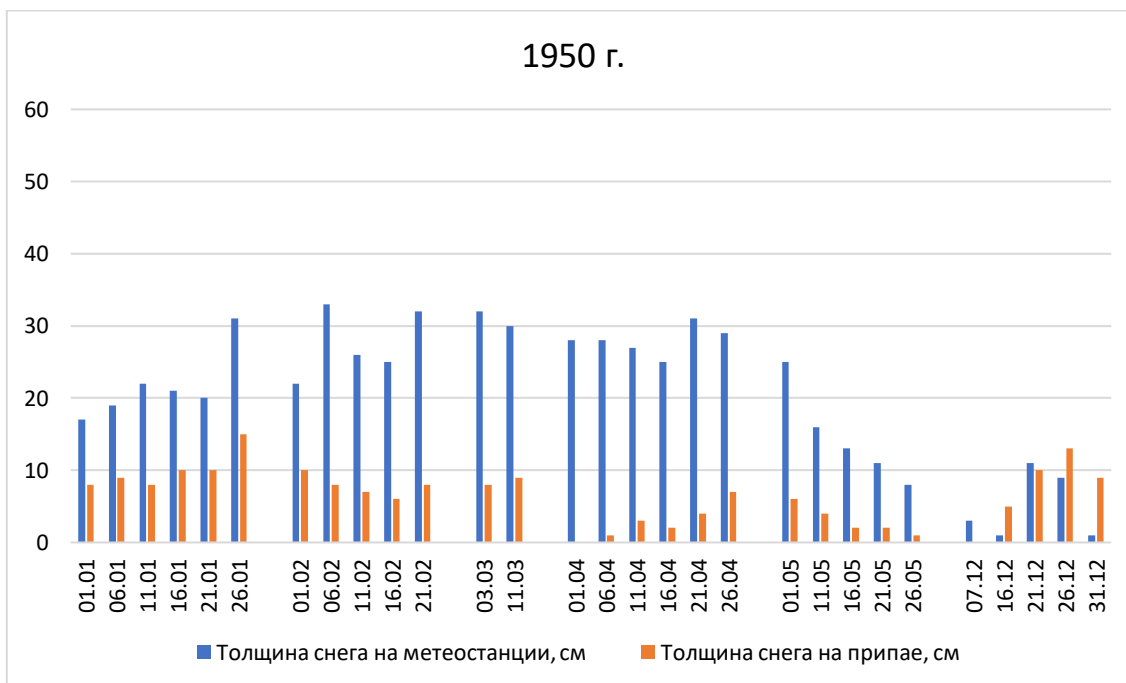


Рис. 1.25 Временное распределение толщины снега на метеостанции «Пирамида» и на припае в 1950г.

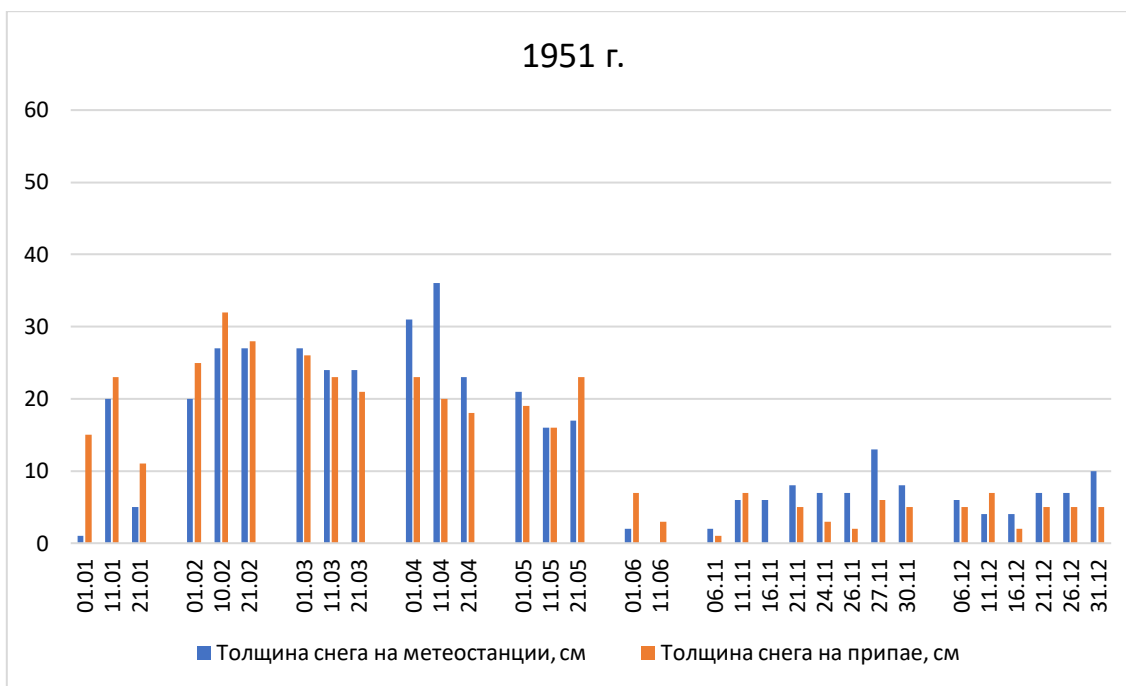


Рис. 1.26 Временное распределение толщины снега на метеостанции «Пирамида» и на припае в 1951г.

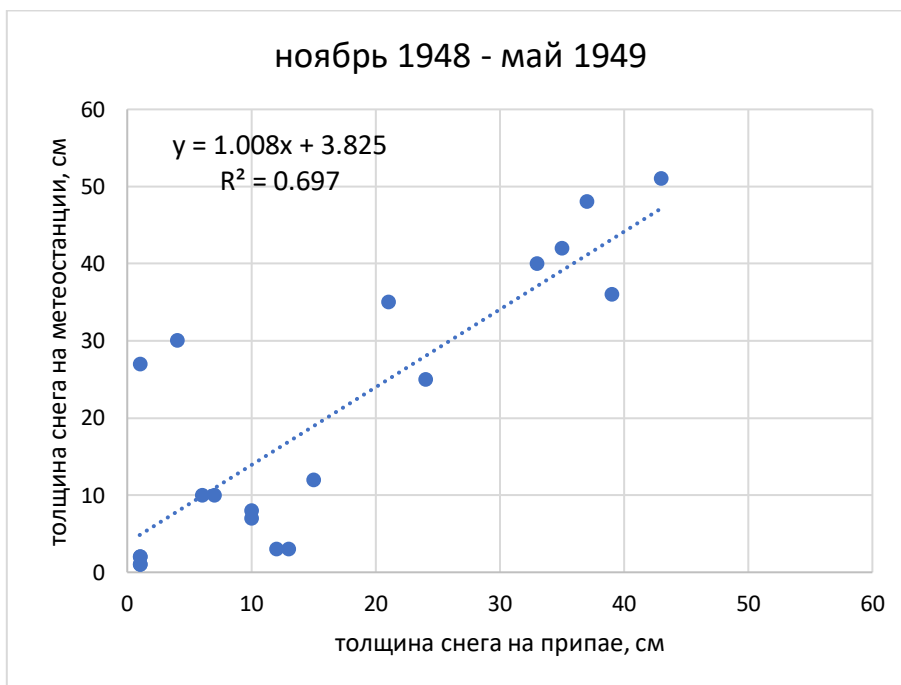


Рис. 1.27 График регрессии: толщина снега на метеостанции и припае за зиму 1948-1949гг.

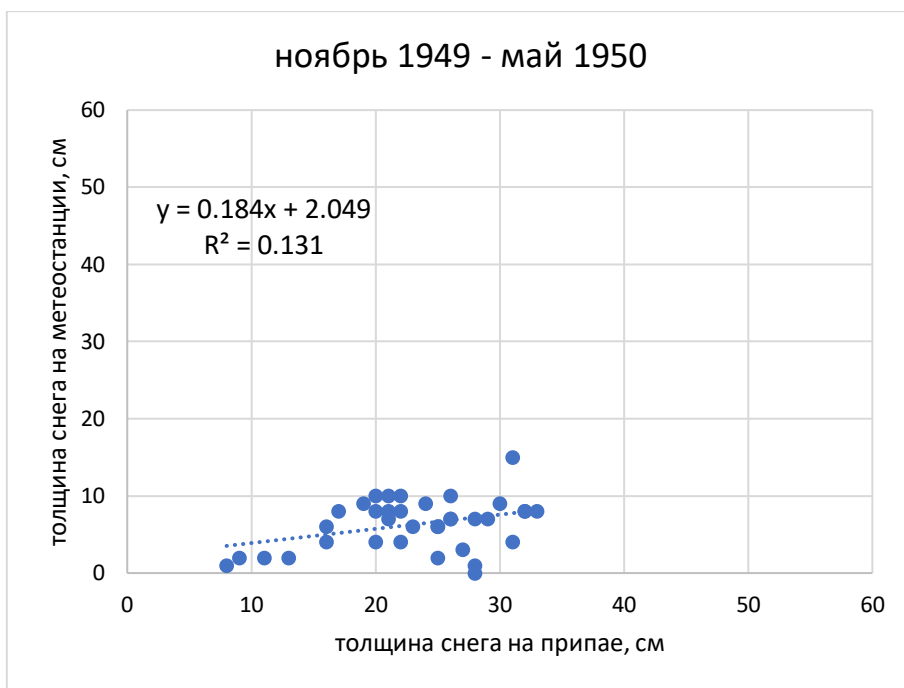


Рис. 1.28 График регрессии: толщина снега на метеостанции и припае за зиму 1949-1950гг.

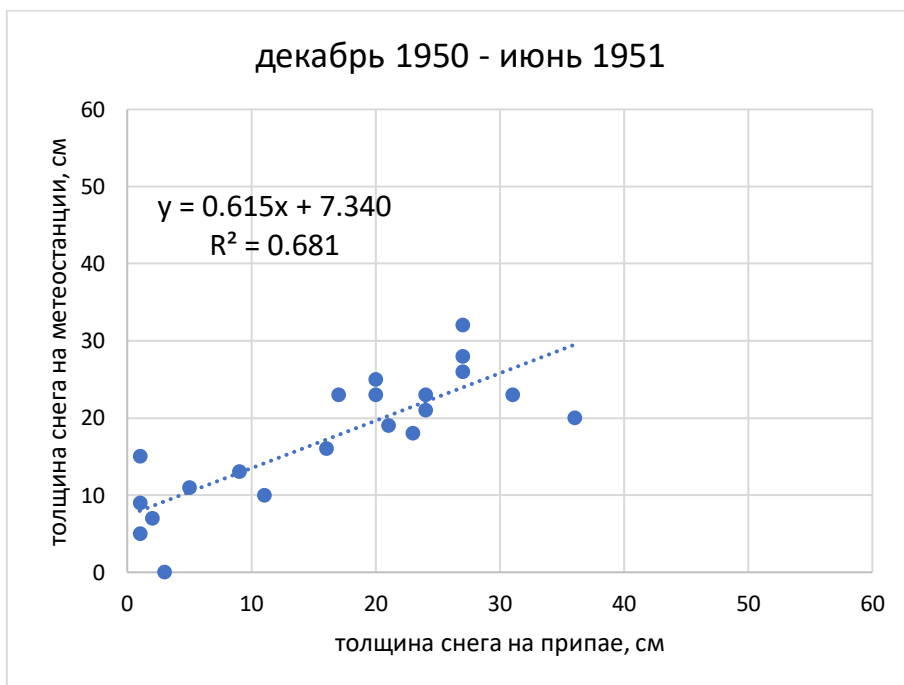


Рис. 1.29 График регрессии: толщина снега на метеостанции и припае за зиму 1950-1951гг.

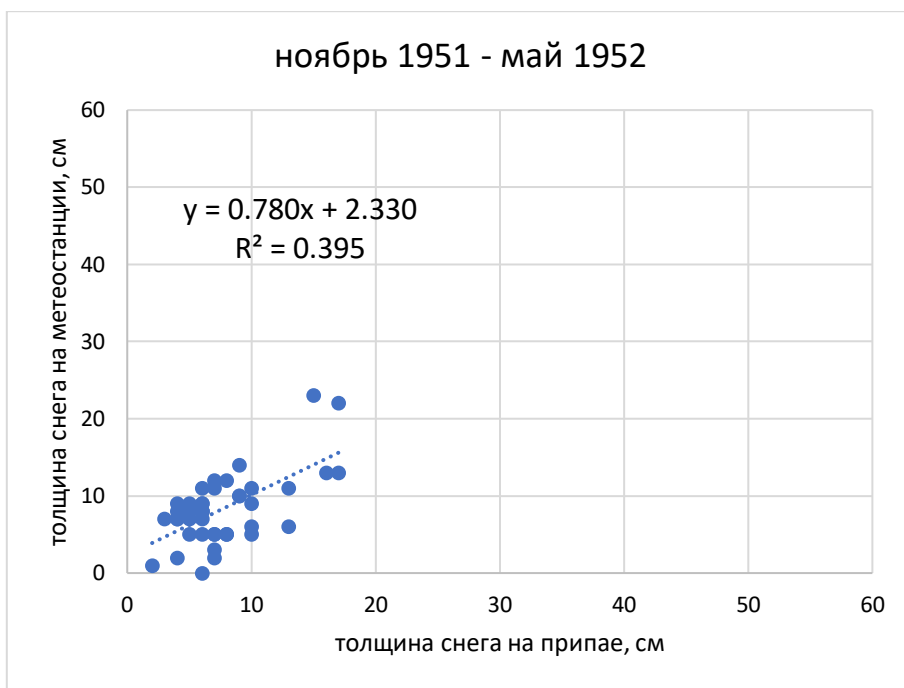


Рис. 1.30 График регрессии: толщина снега на метеостанции и припае за зиму 1951-1952гг.

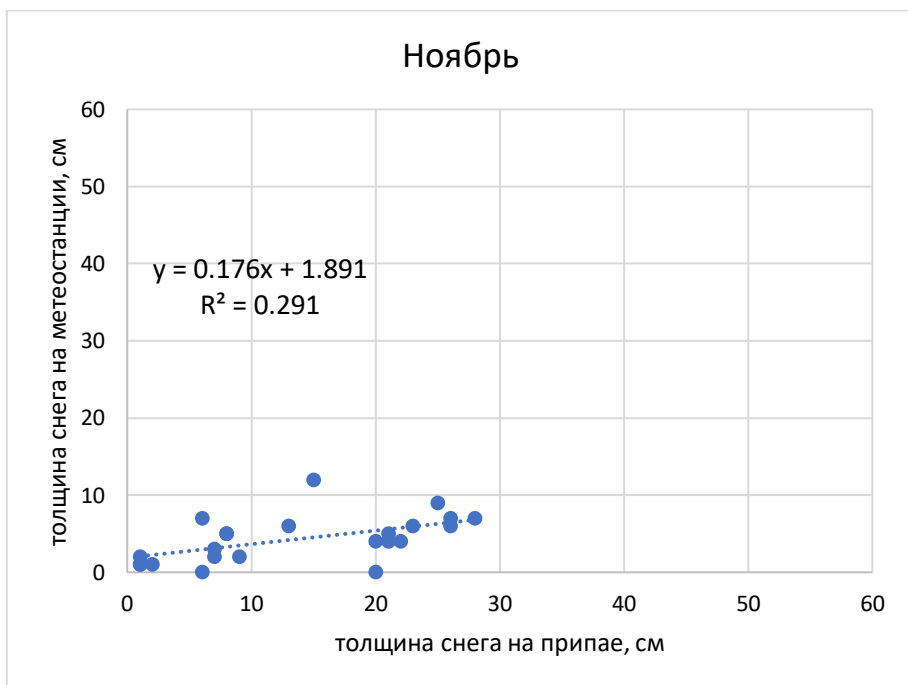


Рис. 1.31 График «объединённой» регрессии: толщина снега на метеостанции и припае за ноябрь 1948-1952гг.

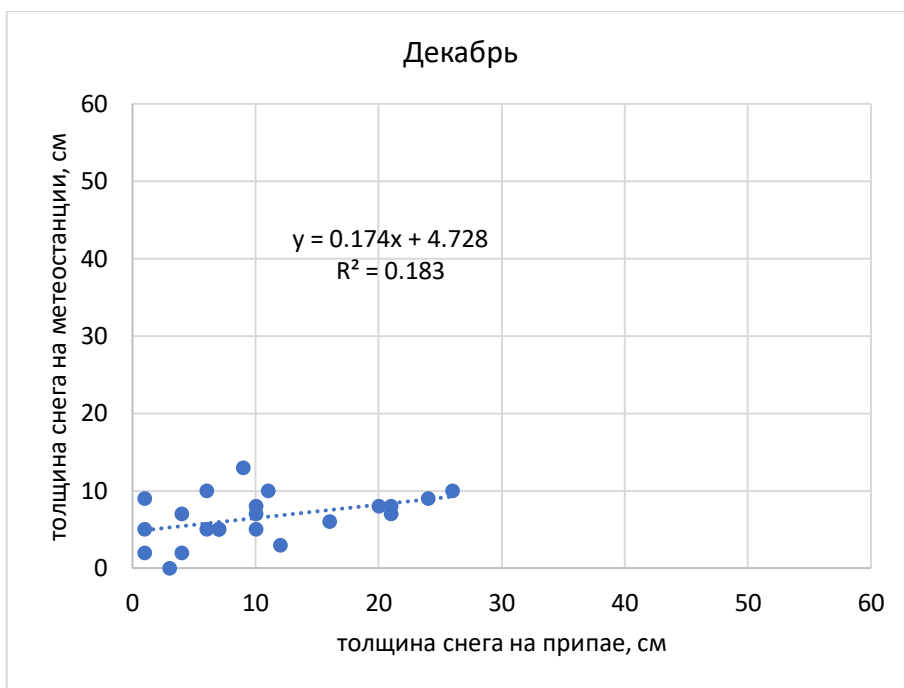


Рис. 1.32 График «объединённой» регрессии: толщина снега на метеостанции и припае за декабрь 1948-1952гг.

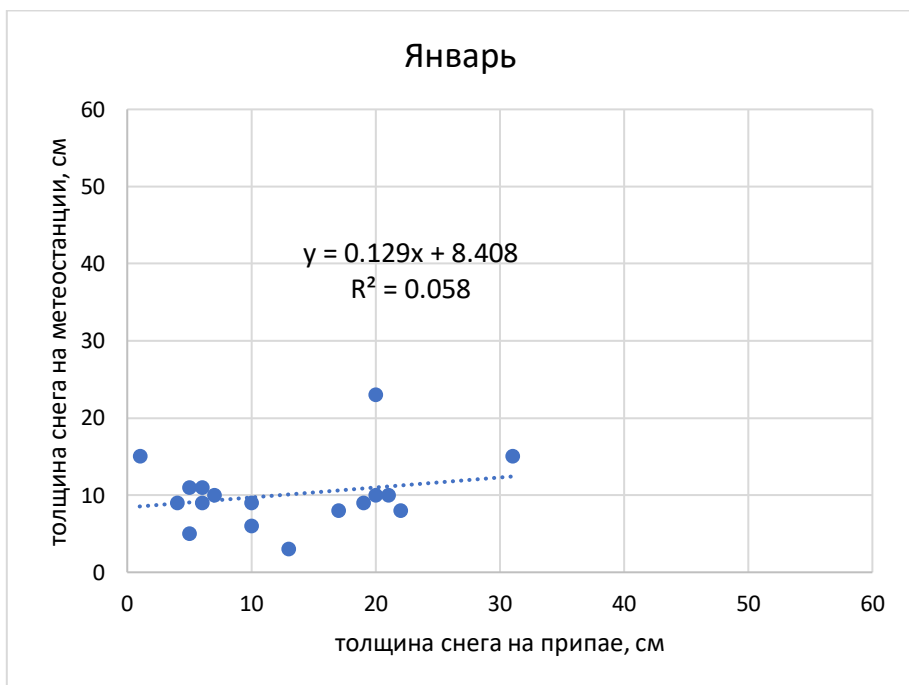


Рис. 1.33 График «объединённой» регрессии: толщина снега на метеостанции и припае за январь 1949-1952гг.

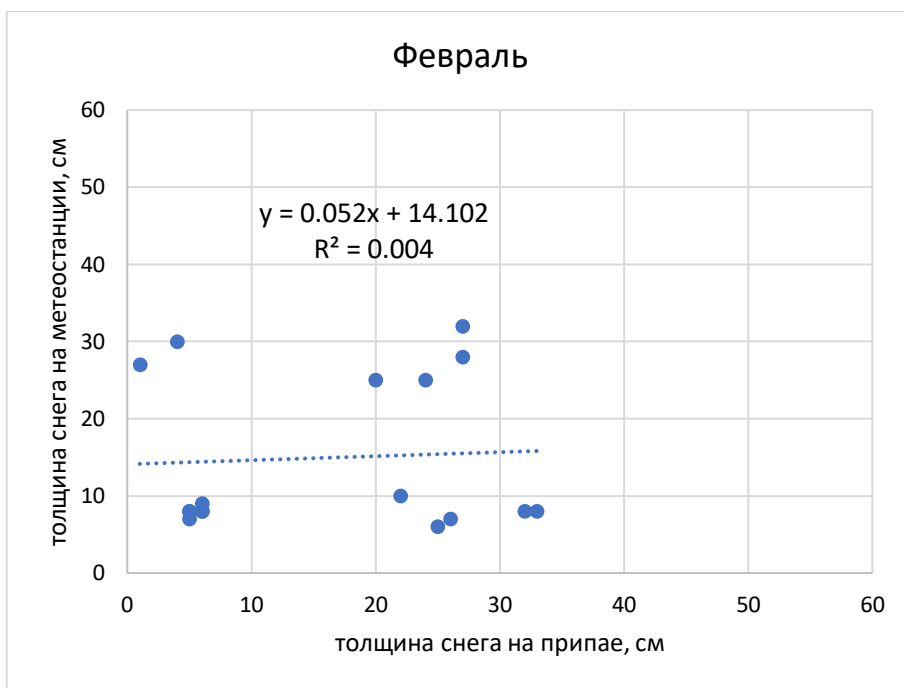


Рис. 1.34 График «объединённой» регрессии: толщина снега на метеостанции и припае за февраль 1949-1952гг.

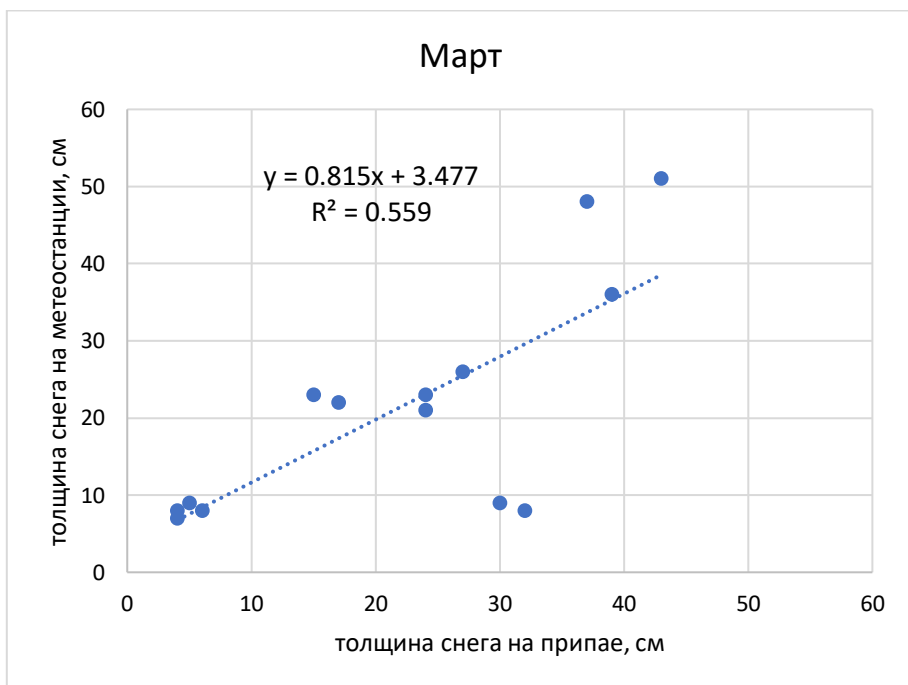


Рис. 1.35 График «объединённой» регрессии: толщина снега на метеостанции и припае за март 1949-1952гг.

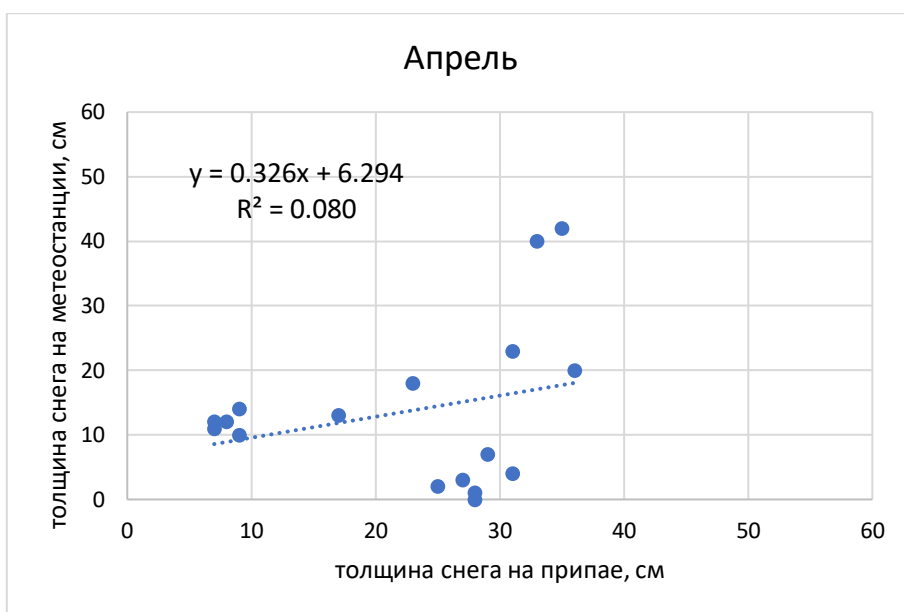


Рис. 1.36 График «объединённой» регрессии: толщина снега на метеостанции и припае за апрель 1949-1952гг.

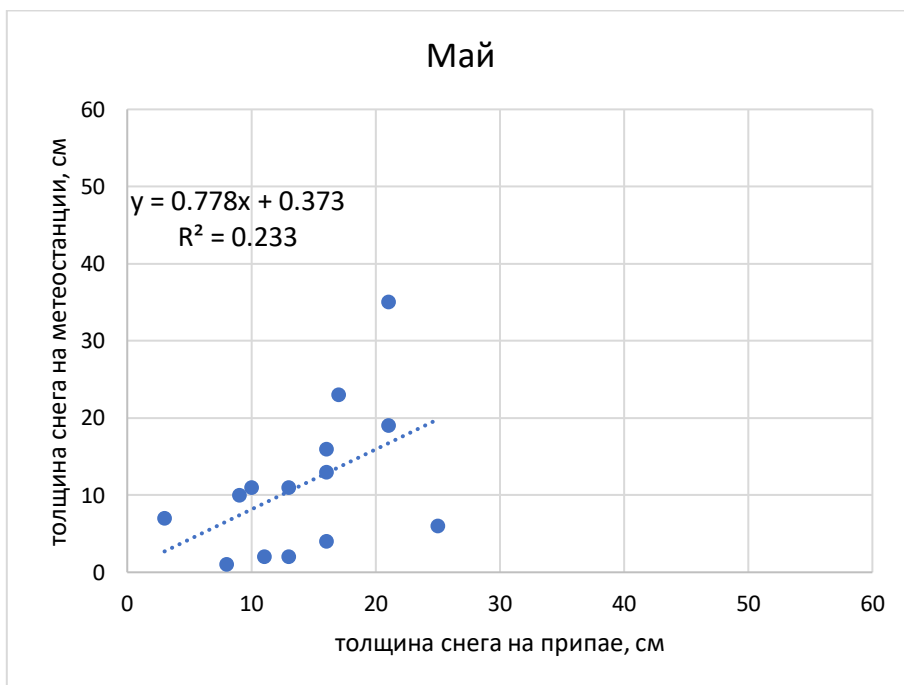


Рис. 1.37 График «объединённой» регрессии: толщина снега на метеостанции и припае за май 1949-1952гг.

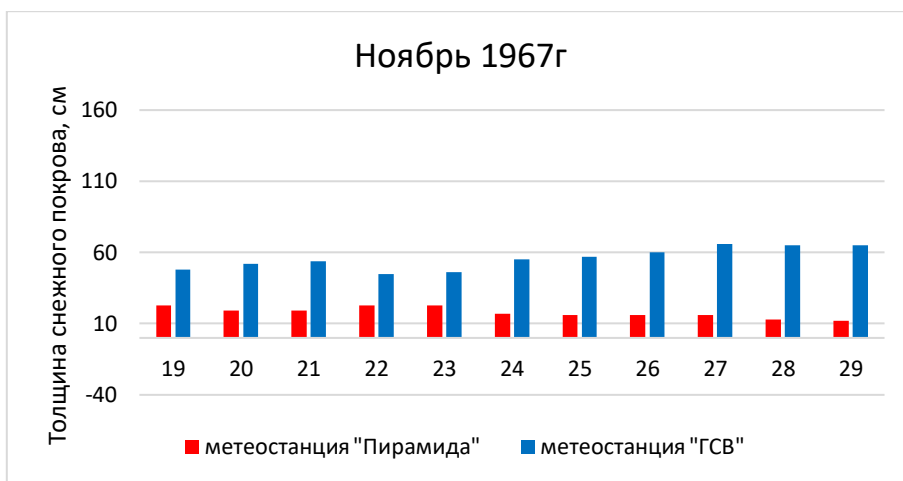


Рис. 1.38 Изменение толщины снежного покрова за ноябрь 1967г.



Рис. 1.39 Изменение толщины снежного покрова за декабрь 1967г.



Рис. 1.40 Изменение толщины снежного покрова за январь 1968г.

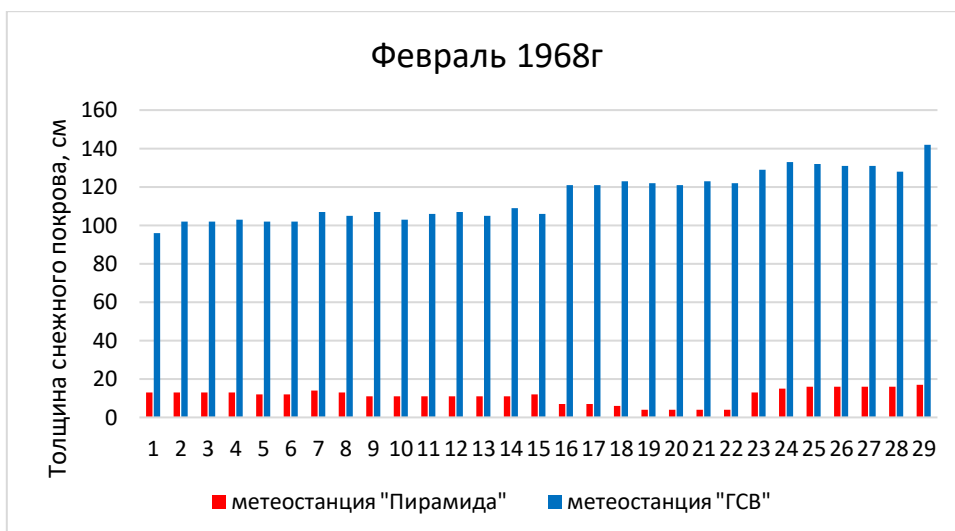


Рис. 1.41 Изменение толщины снежного покрова за февраль 1968г.



Рис. 1.42 Изменение толщины снежного покрова за март 1968г.

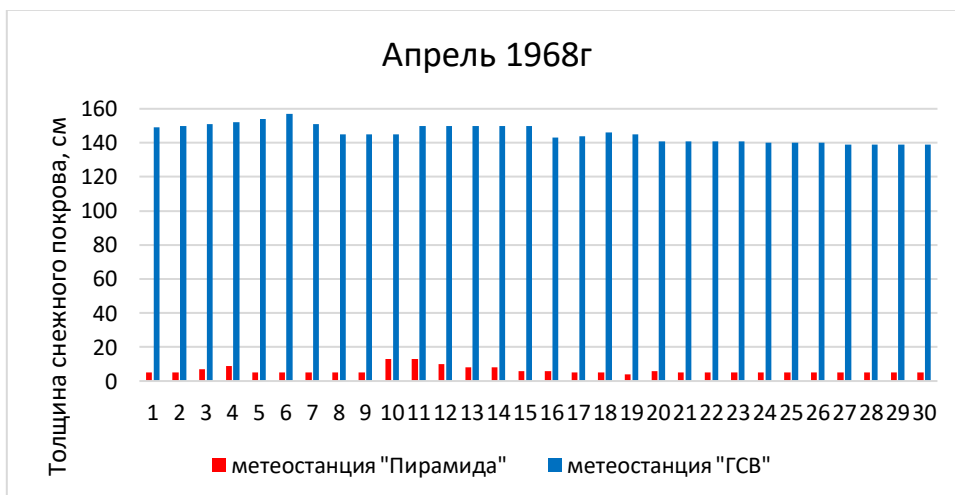


Рис. 1.43 Изменение толщины снежного покрова за апрель 1968г.

Литература

1. Богородский В., Бентли Ч., Гудмандсен П. Радиогляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1983, 314с.
2. Богородский П.В., Марченко А.В., Пнюшков А.В. Особенности формирования припайного льда в береговой зоне замерзающих морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. №77.
3. Богородский П.В., Марченко А. В., Огородов С. А., Пнюшков А. В. Формирование припая и его воздействие на береговую зону арктических морей // Океанология. 2010. №3 (50). С. 345-354.
4. Богородский П.В., Пнюшков А. В. Влияние роста арктического припая на промерзание лежащего под ним льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. №3 (89).
5. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Б.П. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989, 586с.
6. Иванов, Б. В., Павлов, А. К., Андреев, О. М., Журавский, Д. М., & Священников, П. Н. Исследование снежно-ледяного покрова залива Грен-фьорд (арх. Шпицберген): исторические данные, натурные исследования, моделирование.//Проблемы Арктики и Антарктики.2012. №2 (92). С.43-54
7. Кароль Б.П. Снежный покров. Л.: Гидрометеиздат, 1949, 73с.
8. Козин В.В., Кузнецова Э.А. Физико-географические факторы пространственно-временной изменчивости снежного покрова нефтегазопромыслового региона. Нижневартовск.: Изд-во Нижневарт. гос. ун-та, 2015, 151с.
9. Комплексная научно-образовательная экспедиция «Арктический плавучий университет – 2013»: материалы экспедиции. Под ред. К.С. Зайкова, Д.Ю. Поликина, Л.Н. Драчкова. Архангельск.: САФУ, 2015, 212с.

10. Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа // Тез. докл. XIV Всерос. науч. конф. с междунар. участием (г. Мурманск, 30 октября–2 ноября 2018 г.). Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2018, 133 с.
11. Корякин В.С. Ледники Арктики. М.: Наука, 1988, 160 с.
12. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1957, 91с.
13. Макаров В.С., Зезюлин Д.В., Беляков В.В. Обзор исследований по влиянию местности на характеристики снежного покрова // Труды НГТУ им. Р.Е. Алексеева. 2014. №3 (105).
14. Мерещаков Н.И. Современное осадконакопление в заливе Грён-Фьорд (Западный Шпицберген). Диссертация. Мурманск, 2017, 105 с.
15. Павлов А. К. Формирование термического режима вод заливов Западного Шпицбергена. Диссертация. СПб.: 2011, 161 с.
16. Папунин А. В., Макаров В. С, Зезюлин Д. В., Беляков В. В. О влиянии ландшафта местности на характеристики снежного покрова и на проходимость транспортных средств // Труды НГТУ им. Р.Е. Алексеева. 2014. №4 (106).
17. Печуров Л. В. Шпицберген. М.: Мысль, 1983, 124с.
18. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.: Издательство академии наук СССР, 1945, 112с.
19. Узлов В.А., Шишков Г. И., Щербаков В. В. Основные физические параметры снежного покрова // Труды НГТУ им. Р.Е. Алексеева. 2014. №1 (103).

Ресурсы сети Интернет:

1. <https://meteoinfo.ru> - диссертация. Казакова Е. В. Ежедневная оценка локальных значений и объективный анализ характеристик снежного

покрова в рамках системы численного прогноза погоды Cosmo-ru, 03 февраля 2020

2. <https://www.dissercat.com> - диссертация. Чернов Р.А. Термические свойства снежного покрова Среднерусской возвышенности – 20 марта 2020
3. <http://www.aari.ru> - государственный научный центр "Арктический и антарктический научно-исследовательский институт – 20 марта 2020
4. <https://nauchkor.ru> - материалы выпускной квалификационной работы Новосёлова Е.В. Ледовый режим фьордов острова Западный Шпицберген, 16 мая 2020
5. <http://nvsu.ru> – монография. Физико-географические факторы пространственно-временной изменчивости снежного покрова нефтегазопромыслового региона
6. <http://www.geogr.msu.ru> - отчёт о зимней экспедиции на побережье Белого моря, 16 мая 2020

Фондовые материалы:

1. Костоусов В., В. Ловцов, Л. Руданов. Снего-лавинный режим на территории рудников Баренцбург и Пирамида (остров Западный Шпицберген) в зиму 1967-68гг. М.: 1968г., 73с.
2. Таблицы ледовых наблюдений на станции Пирамида (ТМ-3) за 1948 –1957 гг.// Госфонд ААНИИ, 1948-1957.
3. Таблицы метеорологических наблюдений на станции Пирамида (ТМ-2) за 1948 –1957 года // Госфонд ААНИИ, 1948 –1957.